



Second Projet de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République Islamique de Mauritanie (PRISM-II), phase V

Livrable 77

Potentiel minéral de dépôts de sulfures massifs volcanogéniques sur le territoire de la République Islamique de Mauritanie

Par Cliff D. Taylor et Stuart A. Giles

Préparé pour le compte du gouvernement mauritanien par l'U.S. Geological Survey

2012

Ce rapport est un rapport administrative, dont la conformité avec les normes éditoriales de l'U.S. Geological Survey ou le code stratigraphique nord-américain n'a pas été examiné. Tout nom commercial, d'entreprise ou de produit est utilisé à des fins descriptives et n'implique pas l'approbation du gouvernement des Etats-Unis.

**U.S. Department of the Interior
U.S. Geological Survey**

Dépôts de sulfures massifs volcanogéniques

1 – Synthèse

Un potentiel de dépôts de sulfures massifs volcanogéniques (SMV) renfermant des métaux de base ou des métaux précieux existe en Mauritanie, au sein des ceintures de roches vertes du Bouclier sud-ouest de Rgueïbat, ainsi qu'au sein des parties allochtones des Mauritanides centrales et du sud. Un potentiel supplémentaire de dépôts de SMV existe également au sein du Complexe de Tiris, appartenant au Bouclier central de Rgueïbat. Enfin, les successions volcanosédimentaires des roches paléoprotérozoïques de la partie nord-est du Bouclier de Rgueïbat constituent aussi des zones favorables aux dépôts de sulfures massifs volcanogéniques. Dans le monde entier, ces types de présences minérales prennent habituellement la forme de successions marines volcanosédimentaires, et sont pratiquement représentées dans toutes les classes d'âge, bien que les exemples protérozoïques soient les moins répandus.

2 – Table des matières

1 – Synthèse	3
2 – Table des matières.....	3
3 – Introduction	6
4 – Potentiel de dépôt de SMV sur le territoire de la Mauritanie	8
4.1 – Bouclier sud-ouest de Rgueïbat	8
4.2 – Mauritanides centrales et du sud	14
4.2.1 – Mauritanides centrales	14
4.2.2 – Mauritanides du sud.....	26
Supergroupe de Mbout	29
Le Complexe de Gorgol Noir	31
Présences de SMV mafiques bimodales (type Kuroko) ou felsiques bimodales au sein du Supergroupe de Mbout, au sud des Mauritanides.....	34
<i>La présence de Bou Zrabie</i>	34
<i>La présence de Mbout</i>	44
<i>La présence d'Ouechkech</i>	45
<i>La présence de Harach</i>	47
<i>La présence du Sud de Vararate</i>	47
<i>La présence de l'ouest de Vararate</i>	48
<i>La présence de l'Oued d'Amour</i>	49
<i>La présence de l'Indice 78</i>	50
<i>La présence de Guelb Naadj</i>	52
<i>Le dépôt de Kadiar</i>	54
<i>La présence de Hassi el Aoueija</i>	60
<i>La présence de Tamourt</i>	63
4.3 – Bouclier nord-est de Rgueïbat	63
5 – Zones favorables à des dépôts de SMV en Mauritanie	72
6 – Conclusions.....	74
7 – Références.....	75

Figures

Figure 1.	Diagramme idéalisé d'un dépôt de sulfures massifs volcanogéniques. Le pointillé au niveau de l'interface sédiment-eau indique la présence de sulfures disséminés au sein de la couverture sédimentaire (jaune) sur les flancs du monticule de sulfures massifs. Les lignes tiretées et la caractéristique de type tuyau jaune en dessous du minerai massif montre l'extension de la roche altérée hydrothermalement (modifié d'après Lydon, 1988).	7
Figure 2.	Carte géologique simplifiée du sud-ouest du Bouclier de Rgueïbat, montrant les terrains de Choum-Rag el Abiod et de Tasiast-Tijirit. Les ceintures principales de greenstones et les présences minérales évoquées dans le texte sont indiquées (d'après Gunn et al., 2004).....	9
Figure 3.	Géologie simplifiée du secteur d'Inchiri, présentant les différentes nappes et les fenêtres tectoniques de l'empilement de nappes d'Akjoujt, ainsi que les dépôts et les présences minérales évoquées dans le texte.	15
Figure 4.	Géologie détaillée de l'empilement de nappes d'Akjount (d'après Pitfield et al., 2004).....	20
Figure 5.	Section stratigraphique et diagramme de corrélation des roches au sein de l'empilement de nappes d'Akjoujt (d'après Pitfield et al., 2004).	21
Figure 6.	Âges maximum de dépôt du zircon détritique des unités pétrographiques au sein de la nappe de Chouiema. Colonne structuro-stratigraphique d'après Pitfield et al., 2004).	25
Figure 7.	Unités tectonostratigraphiques de l'allochtone infrastructural au sein des Mauritanides du sud, et localisation des dépôts minéraux et des présences évoquées dans le texte.	28
Figure 8a.	Photographie de schiste felsique fin et friable à quartz et muscovite±barite, dans la tranchée sud au niveau de Bou Zrabie.....	37
Figure 8b.	Photographie d'une veine massive d'hématite-quartz-carbonate au niveau de la tranchée nord du sud de Bou Zrabie.	37
Figure 8c.	Photographie en direction du sud, le long de l'axe de la colline à partir de la tranchée nord au niveau du sud de Bou Zrabie.....	38
Figure 8d.	Lentille de barytine massive de trente centimètres d'épaisseur dans la tranchée nord au niveau du sud de Bou Zrabie.	38
Figure 8e.	Photographie en direction du nord au niveau de l'extrémité nord de la colline du sud de Bou Zrabie. La coloration verdâtre à proximité du marteau est une altération d'épidote. On remarquera des veines de barytine tardive d'échelle centimétrique à droite au premier plan.....	39
Figure 9a.	Affleurement de chapeau de fer à veines de quartz-barytine au niveau de Bou Zrabie 1. Vue en direction du sud, le long de l'axe du chapeau de fer. La présence du sud de Bou Zrabie est visible au niveau de la ligne d'horizon.	43
Figure 9b.	Plan rapproché de chapeau de fer à veines de quartz-barytine au niveau de Bou Zrabie 1.....	43
Figure 10.	Affleurement de la Formation d'Ouechkech. Roche métasédimentaire volcanogénique riche en quartz, 300 mètres à l'est de la présence du sud de Bou Zrabie. Âge maximum de 567 Ma pour le zircon détritique, par la méthode U-Pb.....	44
Figure 11a.	Vue à partir du sud de la présence d'Ouechkech.	46
Figure 11b.	Photographie des oxydes ferromagnésiens tectoniquement rubanés sur le côté est de la présence d'Ouechkech recoupée par des veines de quartz tardives.	47
Figure 12a.	Plan rapproché de veines de quartz recoupant le quartzite au niveau du Centre de Vararate, avec de nombreux vides en forme de cube.....	49
Figure 12b.	Plan rapproché de pseudomorphes de goethite après la disparition de la pyrite au sein de veines de quartz recoupant le quartzite altéré en limonite au niveau du Centre de Vararate.....	49
Figure 13a.	Vue en direction du nord au niveau de la présence de Naaj. L'axe de la colline est formé de schiste hématitique à quartz et muscovite renfermant de la kyanite, recoupé par des veines de quartz blanc massif et des brèches.....	53

Figure 13b. Plan rapproché de matériaux de veines à quartz blanc bréchié au niveau des presences de Naaj, recoupées par des oxydes de fer de type chapeau de fer.	54
Figure 14a. Vue en direction du nord-est au niveau de la présence de Kadiar 1 à partir d'une colline proéminente de direction nord.sud à l'ouest.	57
Figure 14b. Affleurement de type chapeau de fer riche en fer sur la colline à l'ouest de Kadiar 1. Les roches sont formées de schistes à chlorite avec une altération du fer en profondeur et une silicification, ou de quartzite.	57
Figure 14c. Bande centrale de chapeau de fer siliceux et de jaspilite au niveau de Kadiar 1.	58
Figure 14d Schiste à chlorite-séricite-carbonate sur le côté est du chapeau de fer jaspilitique au niveau de Kadiar 1.	58
Figure 14e. Plan rapproché du chapeau de fer silicifié, avec de la malachite, au niveau de l'affleurement principal de Kadiar 1.	59
Figure 15a. Vue le long de la colline nord au niveau de la présence de Hassi el Aoueija.	61
Figure 15b. Plan rapproché du chapeau de fer à veines de quartz sur la colline nord de la présence de Hassi el Aoueija.	62
Figure 15c. Vue à partir du sud de la colline nord au niveau de la présence de Hassi el Aoueija montrant le chapeau de fer à veines de quartz coiffant la colline.	62
Figure 16. Carte géologique simplifiée de la partie paléoprotérozoïque du nord-est du Bouclier de Rgueïbat, montrant les localisations et les présences associées de SMV des successions volcanosédimentaires du Birimien précoce et du Birimien tardif décrites dans le texte. Les roches intrusives paléoprotérozoïques ne sont pas présentées.	66
Figure 17. Zones favorables aux dépôts de sulfures massifs volcanogéniques sur le territoire de la Mauritanie.	73

Tableaux

Tableau 1. Unités tectoniques et groupes lithostratigraphiques composants de l'empilement de nappes d'Akjoujt (d'après Pitfield et al., 2004).	14
Tableau 2. Données géochimiques d'éléments sélectionnés correspondant aux échantillons prélevés au niveau des présences de SMV de Mauritanie pendant la campagne de terrain de l'USGS de novembre 2007. Données de quatre digestions ICP-AES-42 à l'acide, à l'exception d'Au, qui a fait l'objet d'analyses à la flamme ICP-AES. ...	41

3 – Introduction

Les dépôts sulfures massifs volcanogéniques (SMV) sont des accumulations de minéraux de sulfures liées à des strates qui précipitent au niveau, ou à proximité, du plancher océanique, en association spatiale, temporelle, et génétique, avec le volcanisme s’y déroulant (Franklin et al., 2005). Ces dépôts sont également qualifiés de dépôts de sulfures massifs hébergés par des roches volcaniques (SMHV), en particulier dans la littérature australienne (se référer par exemple à Large, 1992), ou de dépôts de sulfures massifs associés aux roches volcaniques (SMAV ; par exemple dans Franklin et al., 1981). Ces termes sont considérés comme complètement identiques pour les besoins du présent rapport. Dans le détail, la terminologie n’est en fait pas totalement interchangeable, puisque les SMV font référence à une classe génétique de dépôts, et que les autres termes font référence aux roches volcaniques hôtes (Franklin et al., 2005). Un dépôt typique est constitué de deux parties. Tout d’abord une lentille de sulfure massif stratiforme concordante (> 60 pourcent de minéraux de sulfures) surmontant ensuite une zone discordante en forme de conduit ou d’entonnoir inversé, constituée de veines d’alimentation en recoupement renfermant des sulfures, au sein de strates de la base qualifiées de stockwork ou de zones filamenteuses (Fig. 1). Elles se forment au niveau des rifts océaniques, de même qu’au sein des environnements de collision océanique ou d’océan-continent, pendant des périodes d’extension permettant un amincissement de la croûte, et une remontée de matériaux mantelliques vers les niveaux de croûte amincis. Le volcanisme engendré, et la mise en place d’intrusions associées, agissent comme des moteurs thermiques qui poussent à la circulation d’eau de mer à travers les failles et les fractures se prolongeant en profondeur, aux endroits où des réactions eau-roches lessivent les métaux provenant des encaissants de la base. Le dépôt minéral intervient au niveau, ou à proximité, du plancher océanique, lorsque les fluides chauds ascendants, riches en métaux, subissent un changement de température, de pH, et d’action du soufre. Les compositions minéralogiques particulières, et la charge en métal, des dépôts de SMV varient en fonction des facteurs ci-dessus, et selon la composition des roches hôtes. Toutefois, de manière classique, ces dépôts renferment du Cu-Zn-Pb \pm Au \pm Ag, et peuvent également renfermer une vaste gamme d’éléments associés, tels que l’As, le Sb, le Bi, le Sn, le Hg, le Tl, et le Hg. En général, les dépôts de SMV associés avec les roches volcaniques mafiques tendent à être riches en Cu et Zn, tandis que les dépôts de roches felsiques peuvent aussi renfermer des quantités significatives de Pb. Les dépôts de SMV sont classiquement des accumulations de taille petite à moyenne, de l’ordre de 1 à 10 millions de tonnes de sulfures massifs, à des teneurs de 5 à 20 pourcent de métaux cumulés. Il s’agit de cibles intéressantes pour l’exploration, et ils se présentent généralement sous la forme de groupements de dépôts d’un même sous-type et d’un même âge, en lien avec le même événement volcanique.

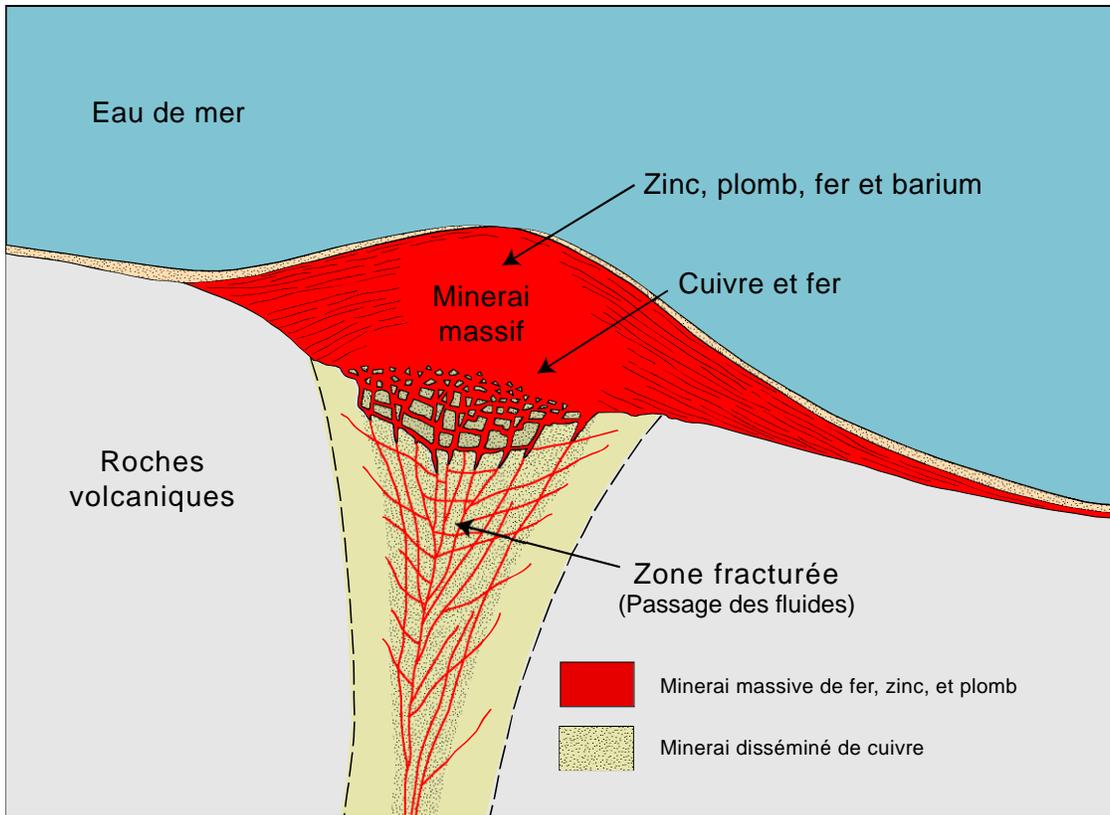


Figure 1. Diagramme idéalisé d'un dépôt de sulfures massifs volcanogéniques. Le pointillé au niveau de l'interface sédiment-eau indique la présence de sulfures disséminés au sein de la couverture sédimentaire (jaune) sur les flancs du monticule de sulfures massifs. Les lignes tiretées et la caractéristique de type tuyau jaune en dessous du minerai massif montre l'extension de la roche altérée hydrothermalement (modifié d'après Lydon, 1988).

En tant que classe, les dépôts de SMV ont été subdivisés par l'application d'un ensemble de critères, principalement déterminés par la composition en métaux (rapports de Cu-Pb-Zn), le contexte géologique, ou la composition de la roche hôte. De plus, et malheureusement, la littérature traitant des SMV contient une terminologie consacrée par l'usage, utilisant des sous-catégories basées sur des analogies avec des secteurs de SMV bien connus et bien étudiés (par exemple le type Kuroko, le type Besshi, le type Noranda, le type Chypre) qui impliquent l'existence d'un dépôt archétypal au niveau du secteur indiqué. Les modèles de sous-catégories de dépôts des SMV publiés par l'USGS suivent cette pratique (Cox et Singer, 1986). Des classifications récentes (Barrie et Hannington, 1999 ; Franklin et al., 2005 ; Galley et al., 2007) sont basées sur des associations lithostratigraphiques de dépôts, ce qui constitue un lien plus direct avec les processus géodynamiques, et fournit de ce fait une meilleure base pour établir des critères d'exploration.

Le schéma de classification SMV utilisé au sein de ce rapport suit la méthode de Franklin et al. (2005), l'ancienne terminologie liée aux secteurs particuliers étant utilisée en parallèle, de manière à fournir un lien avec la terminologie des manuels de dépôt de minerai établis par l'USGS (Cox et Singer, 1986). Les dépôts de SMV sont regroupés en cinq sous-catégories lithostratigraphiques, utilisant les frontières de séquences définies par les principales périodes de lacunes stratigraphiques, les failles, ou les principales intrusions subvolcaniques : 1) mafique bimodale, représentée par des écoulements mafiques, et avec moins de 25 pourcent de strates felsiques présentes, observée au sein des arcs océaniques d'initiation de zones de

suprasubduction de rift (par exemple types Noranda, Oural, ou Kuroko-de l'USGS), 2) mafique, représentée par des séquences ophiolitiques avec moins de dix pourcent de sédiments, observée au sein des arcs arrière des océans primitifs (par exemple types Chypre de l'USGS), 3) pélitique-mafique, représentée par des quantités relativement équivalentes de pélites et de basaltes (y compris les sills), observée au niveau des arcs arrière océaniques matures (par exemple types Windy Craggy, Kieslager ou Besshi de l'USGS), 4) bimodale-felsique, représentée par des strates volcanoclastiques, de 35 à 70 pourcent felsiques, observée au sein des arcs épicontinentaux des zones d'initiation de suprasubduction de rift (par exemple Skellefte ou Tasmanie), et 5) silicoclastique-felsique, représentée par des strates provenant des continents ou des clastes volcaniques observées au niveau des arcs arrière matures épicontinentaux (par exemple ceinture de pyrite ibérique de Bathurst). Chacune des cinq sous-catégories peut être divisée à nouveau, sur la base du lithofaciès, en contextes d'écoulement, volcanoclastique, ou dominé par les sédiments (Franklin et al., 2005).

4 – Potentiel de dépôt de SMV sur le territoire de la Mauritanie

4.1 – Bouclier sud-ouest de Rgueïbat

Une évaluation par le BGS des études menées dans le cadre du PRISM-I, au sein des ceintures mésoarchéennes de greenstones du Bouclier sud-ouest de Rgueïbat, permet de faire l'hypothèse que, malgré l'absence d'épaisses séquences de roches volcaniques felsiques, il existe de nombreux indices de successions volcano-sédimentaires dominées par les roches volcaniques mafiques, typiques des arcs insulaires favorables aux dépôts de SMV (Pitfield et al., 2004 ; Gunn et al., 2004). Au sein des terrains de Tasiast-Tijirit, sept ceintures distinctes de greenstones doivent être grossièrement considérées comme favorables à un ensemble de sous-catégories de SMV au sein des séquences supracrustales actuellement regroupées dans le Groupe de Lebzenia (Fig. 2). De plus, le Groupe de Saouda, appartenant au terrain du sud de Choum-Rag El Abiod, est considéré comme favorable pour les mêmes raisons. L'association fréquente de dépôts d'or mésothermaux, et de dépôts de SMV au sein de ceintures de greenstones (Goldfarb et al., 2001), est encourageante, en raison des nombreux exemples semblables existants, et du potentiel important de présence d'or de ce type au sein du Bouclier sud-ouest de Rgueïbat. De plus, plusieurs présences de Cu-Ni-Co permettent d'imaginer la présence de roches ultramafiques et de dépôts de sulfures magmatiques, qui sont également fréquemment associés avec les SMV (Fig. 2). Actuellement, aucune présence répertoriée au sein de l'Inventaire National Mauritanien, qui serait située dans le sud-ouest du Bouclier de Rgueïbat, n'est considérée comme de type SMV. L'absence de présences connues de SMV au sein des terrains de Tasiast-Tijirit est surprenante étant donné les nombreuses présences d'or, et pourrait être liée à la nature du volcanisme mésoarchéen dans cette région de la Mauritanie.

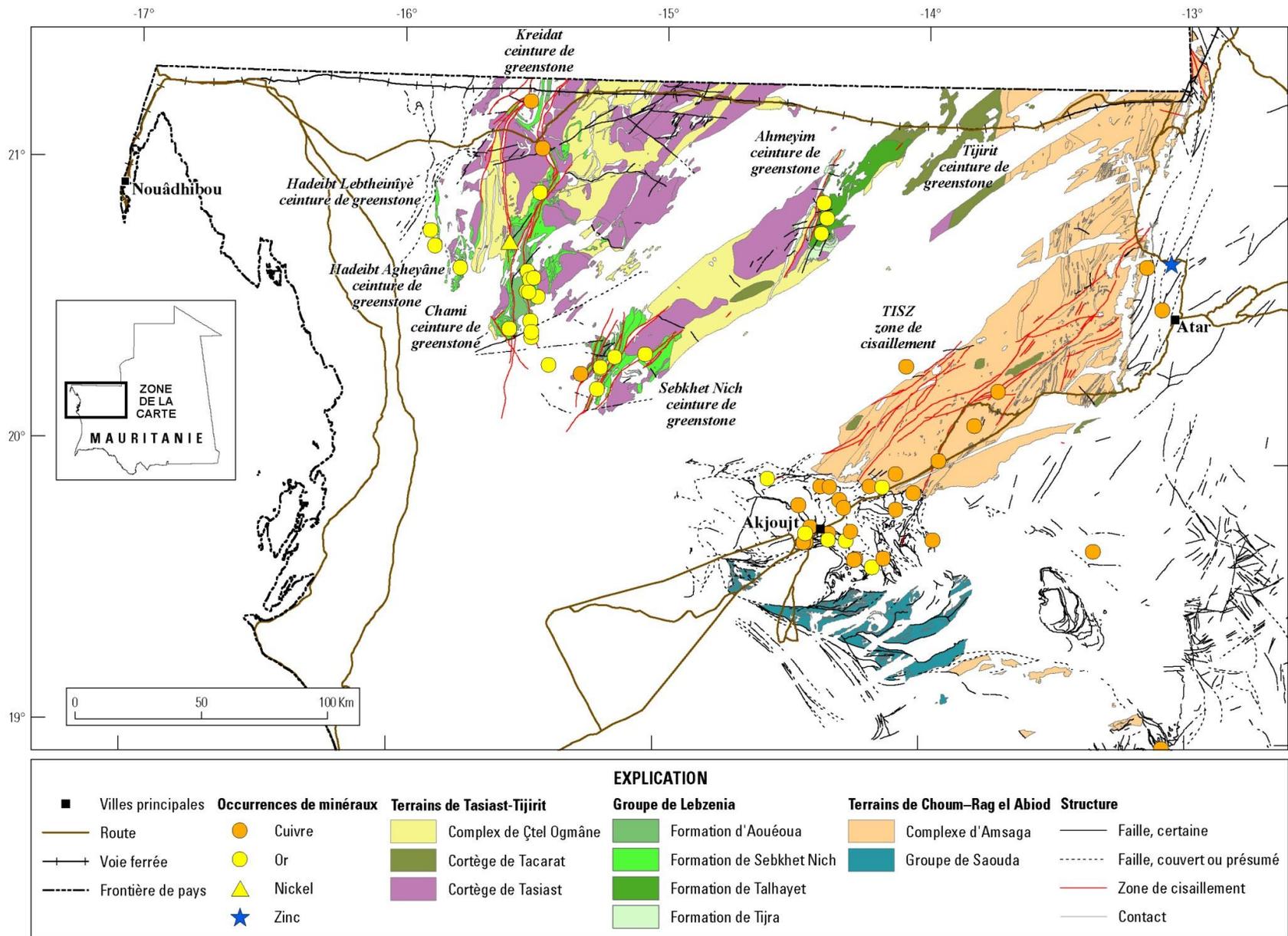


Figure 2. Carte géologique simplifiée du sud-ouest du Bouclier de Rgueibat, montrant les terrains de Choum-Rag el Abiod et de Tasiast-Tijirit. Les ceintures principales de greenstones et les présences minérales évoquées dans le texte sont indiquées (d'après Gunn et al., 2004).

Le Bouclier de Rgueïbat du nord-ouest de la Mauritanie est formé de la partie archéenne visible du Craton d'Afrique de l'Ouest. Une cartographie récente effectuée par le BGS (Pitfield et al., 2004 ; O'Connor et al., 2005) divise cette partie du Bouclier en deux ensembles de terrains séparés par une zone de cisaillement majeure et arquée de direction nord-nord-est à nord, désignée sous le nom de zone de cisaillement de Tacarat-Inemmaudene (TISZ ; Key et al., 2008). Les terrains de l'est de Choum-Rag el Abiod consistent d'abord en des roches métamorphiques à faciès de granulite, atteignant des âges de 3 500 Ma, appartenant au Complexe d'Amsaga, recoupés par des ensembles majeurs granitiques, et moins fréquemment mafiques-ultramafiques, présentant des intervalles d'âge allant de 3 000 à 2 700 Ma. Des fragments plus anciens préservés de matériaux de la croûte sont formés de vestiges de greenstones (amphibolites) au sein de gneiss migmatitiques. Ils datent probablement d'environ 3 200 Ma. Cette région est interprétée comme étant une zone de racine démembrée et retravaillée d'un assemblage typique de granite-greenstone (Gunn et al., 2004). Les terrains ouest de Tasiast-Tijirit sont constitués d'un assemblage typique de granite-greenstone archéen, mais sont visibles à des niveaux plus superficiels que les terrains de Choum-Rag el Abiod. Ces terrains sont donc beaucoup moins cisailés et tectonisés que des roches d'un âge identique situés plus à l'est. Les roches les plus anciennes sont des gneiss tonalitiques migmatisés à des degrés variables, recoupés par des phases granitiques plus récentes, et sous-jacentes tectoniquement ou en discordance des ceintures de greenstones (Fig. 2).

Les terrains de Tasiast-Tijirit sont formés de trois groupes lithologiques majeurs : 1) des gneiss migmatitiques, qui sont les plus anciennes roches de ces terrains, et sont sous-jacents des ceintures de greenstones, 2) des lithologies de ceintures de greenstones, et 3) des intrusions de granitoïdes plus récentes constituées de granites gneissiques, de granodiorites à biotite et à tonalite (comprenant des roches caractérisées par une abondante épidote secondaire), des granites à biotite tardifs xénolithiques et leucocrates de la Suite de Tasiast, ainsi que des granites gneissiques de la Suite de Tacarat, au sein des terrains Choum-Rag El Abiod. Les roches à faciès de granulite des terrains de Choum-Rag El Abiod ne sont pas observées au sein des terrains de Tasiast-Tijirit (Pitfield et al., 2004).

Les gneiss migmatitiques sont formés de manière prédominante de gneiss tonalitiques gris recoupés par un nombre allant jusqu'à quatre générations de veines pegmatitiques felsiques en recoupement, et par un nombre beaucoup plus faible de dykes métamafiques. Les dykes métamafiques sont des intrusions relativement tardives, et recourent de ce fait la plupart des veines felsiques. Les veines constituent quant à elles plus de vingt pourcent du volume de la roche, et possèdent une histoire complexe de mise en place, séparée par des périodes de cisaillement ductile. Les veines pegmatitiques les plus jeunes (renfermant muscovite et biotite) sont postérieures aux différents épisodes de cisaillement ductile, mais sont recoupées par des fractures cassantes. Les dykes métamafiques présentent des caractéristiques curvilinéaires jusqu'à environ un mètre d'épaisseur, et peuvent être suivis à travers les affleurements les plus importants sur des distances de plusieurs dizaines de mètres. Les études géochimiques menées par le BGS sur les gneiss migmatitiques des terrains de Tasiast-Tijirit et de Choum-Rag El Abiod montrent que les gneiss de Tasiast-Tijirit sont régulièrement plus siliceux, correspondant à des points graphiques situés dans le champ des rhyolites sur un diagramme alcalins - silice, et apparaissent plus fractionnés. Ils sont interprétés comme une croûte en arc magmatique calcalcalin sous-jacent des ceintures de greenstones (Pitfield et al., 2004). Une datation unique de zircon par la méthode U-Pb a produit un âge d'environ 2 970 Ma (Chardon, 1997) et des datations à partir de modèles au Nd de 3 050 à 3 100 Ma ont fourni les seules contraintes d'âge concernant les roches du socle gneissique (Key et al., 2008).

Les principales ceintures de greenstones au sein des terrains de Tasiast-Tijirit se dénomment, d'est en ouest, les ceintures de greenstones de Tijirit, d'Ahmeyim, de Sebkhet Nich, de Kreidat, et de Chami. Deux ceintures plus petites, à l'ouest de la ceinture de Chami sont dénommées ceintures de greenstones de Hadeibt Agheyâne et de Hadeibt Lebtheinîyé, et sont regroupées sous le nom de ceintures de greenstones de Lebzenia (Fig. 2). Ces ceintures de greenstones sont essentiellement formées de roches métasédimentaires métavolcaniques mafiques et siliclastiques métamorphosées à des degrés bas à intermédiaires. Des basaltes et des gabbros altérés incluant des schistes à amphibolite, des roches silicoclastiques et des roches ferreuses rubanées dominent les ceintures de greenstones. Les roches ultramafiques sont localement répandues (par exemple au sein de la ceinture de greenstones de Sebkhet). Les quartzites ferrugineux et les roches ferreuses rubanées sont fréquents au sein de la ceinture de greenstone de Chami, et au sein des deux greenstones les plus à l'ouest. Les roches métavolcaniques intermédiaires à felsiques sont rares. Les schistes à actinolite sont très répandus à proximité des contacts avec des intrusions telles que des syénites, des gabbros et des granites de stades tardifs. Les roches métasédimentaires sont localement recristallisées sous la forme de schistes à actinolite-chlorite-quartz, et à séricite-quartz. Les ceintures de greenstones sont localement intensément cisailées le long des contrastes de compétence entre les unités lithologiques, et les zones majeures de cisaillement ductiles contrôlent à la fois la forme actuelle des ceintures et les plis au sein des ceintures.

Les lithologies au sein de différentes ceintures de greenstones sont regroupées au sein du Groupe de Lebzenia. Quatre formations sont distinguées au sein de ce groupe, et comprennent : la Formation de Talhayet et la Formation de Tijraj, au sein de la ceinture de greenstone d'Ahmeyim, la Formation d'Aouéoua, au sein de la ceinture de greenstones de Chami, ainsi que la Formation de Sebkhet Nich, provenant de la ceinture de greenstones du même nom (Pitfield et al., 2004). Les Formations de Tijraj et d'Aouéoua sont dominées par des roches métasédimentaires, avec une composante volcanique felsique à intermédiaire significative. Les Formations de Talhayet et de Sebkhet Nich sont caractérisées par des greenstones basaltiques et des roches ultramafiques avec des couches intrusives synvolcaniques. Au sein de la ceinture de greenstone d'Ahmeyim, la Formation de Tijraj est recouverte par la Formation de Talhayet, et présente un contact de transition provenant d'un assemblage à dominante sédimentaire jusqu'à une dominante volcanique mafique. La cartographie réalisée par le BGS laisse entendre que la Formation de Tijraj a été plissée selon des axes de direction NO avant le dépôt de la Formation de Talhayet. Toutefois, il n'existe pas d'interruption évidente au sein de la séquence de transition. La Formation d'Aouéoua constitue un cœur synforme délimité par des failles au niveau des ceintures de greenstones contiguës de Chami et de Kreidat, et semble surmonter les roches mafiques à ultramafiques de la Formation de Sebkhet Nich. Au sein de la ceinture de greenstones de Sebkhet Nich, la séquence de greenstones est caractérisée par des unités métasédimentaires surmontées structurellement par des laves metabasaltiques et des couches mafiques, qui sont à leur tour surmontées par des roches ultramafiques. La même association de greenstones borde la Formation d'Aouéoua au sein des ceintures de greenstones de Chami et de Kreidat, et caractérise également la succession volcanosédimentaire au sein des ceintures de greenstones de Hadeibt Agheyâne et de Hadeibt Lebtheinîyé. Les Formations de Talhayet et de Sebkhet Nich sont donc corrélables, et de ce fait la séquence de dépôt la plus probable, en faisant l'hypothèse d'une absence de charriage ou d'inversion, placerait la Formation de Tijraj à la base, surmontée par les Formations de Talhayet et de Sebkhet Nich, avec la Formation d'Aouéoua (datée de $2\,968 \pm 2\text{Ma}$) au sommet (Pitfield et al., 2004).

La reconstitution tectonique par le BGS du Bouclier sud-ouest de Rgueïbat (Pitfield et al., 2004) permet de faire l'hypothèse que l'amalgame des deux ensembles de la croûte, formés par les terrains de l'ouest de Tasiast-Tijirit et les terrains de l'est de Choum-Rag el Abiod, s'est déroulé le long de la zone de

cisaillement de Tacarat-Inemmaudene, une zone de suture ductile de transmission de pression présentant un décalage horizontal vers la gauche, et un charriage dirigé vers l'est sur sa partie est autour de 2 954 Ma (Fig. 2). Elles se distinguent par un historique géologique archéen précoce, avec des roches métamorphiques d'un degré plus élevé comprenant des couches majeures de gneiss charnockitique dominant les terrains de Choum-Rag el Abiod et les gneiss à tonalite migmatitiques comme lithologie dominante des terrains de Tasiast-Tijirit. Les caractéristiques géochimiques des gneiss à tonalite laissent supposer qu'ils représentent le socle d'un arc magmatique calcalcalin des successions rocheuses volcanosédimentaires (ceintures de greenstones) s'étant mises en place autour de 2 968 Ma.

La reconstitution des ceintures de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit permet d'imaginer que les roches volcanosédimentaires peuvent avoir formé à l'origine une carapace plus continue au-dessus du socle gneissique. Les ceintures plus larges de greenstones peuvent avoir été à l'origine des centres de volcanisme, et présentent une large gamme de lithologies volcaniques comprenant des roches volcanoclastiques felsiques. Les indications sur la profondeur de l'eau sont rares. Toutefois, la cartographie du BGS suggère que les roches métasédimentaires des successions de la ceinture de greenstones d'Ahmeyim représentent une transition vers des dépôts subaqueux de faible profondeur au nord, et vers des dépôts turbidiques en eau plus profonde au sud (Pitfield et al., 2004). Les horizons de phyllite au sein des roches métasédimentaires sont interprétés comme représentant des tufs volcaniques, suggérant en conséquence une source volcanique, s'échelonnant de sous-marine faiblement profonde à subaérienne. Les études géochimiques des roches effusives basaltiques à intermédiaires, au sein de la succession de ceinture de greenstones, montre des affinités avec des basaltes de dorsale à tholéïte (T-MORB) jusqu'à des basaltes de dorsale riche en éléments incompatibles (E-MORB), suivis par des affinités d'arc insulaire lié à une subduction en cohérence avec la mise en place initiale du rift du socle des terrains de Tasiast-Tijirit, suivis à leur tour par le développement d'un contexte d'arc insulaire plus mature. La Formation d'Aouéoua, formant un cœur délimité par les failles des ceintures contiguës de greenstone de Chami et de Kriedat, est essentiellement formée de roches métasédimentaires, avec des roches volcaniques intermédiaires et felsiques, et est interprétée comme un remplissage possible de bassin volcanosédimentaire transtensionnel (Pitfield et al., 2004). Une datation par la méthode du Nd 3 050 à 3600 Ma sur les roches felsiques, laisse supposer une évolution à partir de matériaux de la croûte plus anciens (Key et al., 2008).

Les contraintes géochronologiques disponibles permettent de faire l'hypothèse que le volcanisme a immédiatement précédé la collision des terrains de Choum-Rag El Abiod et de Tasiast-Tijirit. Le volcanisme a cessé approximativement autour de 2 965 Ma, et a été suivi d'une collision de deux ensembles de la croûte vers environ 2 954 Ma. La mise en place d'importants plutons tonalitiques autour de 2 920 Ma s'est déroulée à travers l'ensemble des terrains de l'ouest, et un cisaillement des deux terrains a démarré après l'amalgame résultant en une dislocation significative des ceintures de greenstone. Des études géochimiques indiquent que les tonalites sont des granitoïdes métalumineux, calcalcalins, de type arc magmatique. Par conséquent, l'intégralité du cycle de mise en place du rift, et la formation d'un arc insulaire, avec à leur suite une collision de plaque, et un magmatisme d'arc lié à une subduction d'après collision, se sont déroulés sur une période d'environ 50 Ma, vers la fin du Méso-Archéen. Le magmatisme anorogénique postérieur, autour de 2 700 Ma, s'est déroulé à travers l'ensemble des deux terrains, et marque la première période de remaniement de la croûte du Bouclier sud.ouest de Rgueibat (Pitfield et al., 2004).

Il n'existe que peu d'information concernant la taille ou l'origine des deux ensembles de croûte terrestre, avant qu'ils ne soient amalgamés le long des zones de cisaillement de Tacarat-Inemmaudene. Sur la base de nettes différences de composition et de degré de métamorphisme des deux socles gneissiques

juxtaposés, il a été fait l'hypothèse qu'ils étaient allochtones. Une texture de gneiss de pendage orienté vers l'ouest au sein des zones de cisaillement de Tacarat-Inemmaudene, laisse imaginer que les terrains de Tasiast-Tijirit ont été mis en place et surmontent les terrains de Choum-Rag el Abiod (Pitfield et al., 2004 ; Key et al., 2008). Cela impliquerait une collision continent-continent. Toutefois, il n'existe pas de données pour aller dans le sens du déroulement d'une fermeture océanique. Une série d'ensembles ultramafiques d'origine inconnue, dont des dunites faiblement litées, avec des lits de chromite d'échelle centimétrique, sont présents le long de la bordure droite des terrains de Choum-Rag el Abiod, et au sein de la partie est des zones de cisaillement de Tacarat-Inemmaudene, mais pas au sein des terrains de Tasiast-Tijirit. Ceux-ci pourraient être interprétés comme des vestiges de croûte océanique, si l'on excepte le fait que les données géophysiques montrent une absence de caractéristiques pouvant indiquer la présence d'ophiolites (rares à l'Archéen) le long de la suture (Finn et al., à paraître). Ils pourraient représenter des intrusions ultramafiques de zone de suprasubduction ou des intrusions annulaires de type Alaska/Oural, au-dessus d'une zone de subduction présentant un pendage vers l'est. Toutefois, les relations texturales permettent de faire l'hypothèse de leur mise en place après l'évènement métamorphique de faciès granulitique, autour de 2 900 Ma, affectant les deux terrains. La chimie minérale suggère également qu'ils sont plus proches d'intrusions litées stratiformes (Taylor et al., à paraître). De la même manière, l'ensemble des données géochimiques disponibles concernant les roches volcaniques mafiques des ceintures de greenstones, laisse entrevoir leur évolution à partir d'une source mantellique non contaminée, ou légèrement contaminée, avec des roches volcaniques moins abondantes intermédiaires ou felsiques, présentant des signatures « liées à une subduction ». Aucune des roches volcaniques analysées jusqu'à maintenant ne montre de géochimie appauvrie en terres rares légères (N-MORB) ou des signatures isotopiques radiogéniques primitives indicatrices de croûte océanique.

La nature de la collision, et de l'environnement de mise en place des successions volcanosédimentaires au sein des ceintures de greenstones, des terrains de Tasiast-Tijirit, a une implication directe sur le type de dépôts de SMV devant être présent, et sur le potentiel de successions. L'absence de croûte océanique élimine clairement la possibilité de trouver des SMV de type mafique (de type Chypre dans la nomenclature USGS). La présence, à la fois de séquences dominées par des roches mafiques en lien avec le début du rift, et de séquences sédimentaires associées à des roches volcaniques liées à un arc, et de nature intermédiaire à felsique, suggère que les terrains sont favorables aux dépôts bimodal-mafique (de type Kuroko dans la nomenclature USGS) et pélitique-mafique (de type Besshi dans la nomenclature USGS). En conséquence, une future exploration, ciblant les SMV au sein des terrains de Tasiast-Tijirit, devra s'attendre à trouver, soit des présences de sulfures massifs enrichies en Cu-Pb-Zn±Ag±Au, soit dans la nomenclature USGS, enrichies en Cu-Zn±Au. On peut également s'attendre à ce que la barytine ne soit pas associée à la phase de gangue, puisque les exemples connus de dépôts de SMV d'âge mésoarchéen ne renferment pas de barytine, en raison d'une faible teneur en sulfate dans les eaux océaniques mésoarchéennes (Kerrick et al., 2005).

Bien que les ceintures de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit soient considérées comme favorables à la présence de dépôts de SMV de types bimodal-mafique et possiblement pélitique-mafique, l'absence complète de présences de SMV connues suggère que le potentiel de la région est faible. La raison de l'absence de présences de SMV connues n'est pas claire, et pourrait simplement être partiellement due au manque d'exploration ciblée dans la région. En raison du potentiel évident de la découverte de dépôts d'or orogénique dans la région, le niveau de maturité de l'exploration est relativement élevé par comparaison à d'autres régions de Mauritanie. Depuis les années 1990, la région a été explorée par différentes sociétés et différentes agences à la recherche d'or orogénique et de sulfures de nickel, avec pour conséquence le recueil

et l'analyse de plus de 18 000 échantillons géochimiques, suivis par un nombre significatif de forages (se référer à la synthèse concernant l'exploration présentée par Gunn et al., 2004). La raison de l'absence de présences de SMV connues dans la région peut être liée au caractère tectonique mésoarchéen des ceintures de greenstones, à la faiblesse perçue concernant les séquences volcanosédimentaires sous-marines plus profondes, ainsi qu'au manque de quantités significatives de roches volcaniques primitives indiquant des arcs insulaires océaniques. Une même absence de dépôts de SMV au sein des ceintures de greenstones néoarchéennes d'Inde, d'Afrique du Sud, et d'Australie occidentale, a été attribuée à l'éruption de roches volcaniques à travers la croûte continentale, alors qu'au sein des terrains de Tasiast-Tijirit, par opposition avec l'abondante présence de SMV de la Ceinture d'Abitibi du Canada, d'importantes séquences de roches volcaniques d'arc océanique primitif sont observées (Kerrick et al., 2005).

4.2 – Mauritanides centrales et du sud

L'évaluation des données de synthèse du PRISM-I relatives aux Mauritanides centrales et du sud, suggère l'existence d'un potentiel pour un certain nombre différents types de dépôts de SMV.

4.2.1 – Mauritanides centrales

La région à laquelle on fait référence ici comme étant les Mauritanides centrales est celle de la région d'Akjoujt, également appelée secteur d'Inchiri. Les roches hôtes minéralisées sont de façon dominante néoproterozoïques, jusqu'à des roches supracrustales du Paléozoïque inférieur formées de metabasaltes, de sédiments, de formation de fer rubané, et d'une moindre quantité de roches métavolcaniques felsiques du Groupe d'Oumachoueïma. Ces roches sont hébergées au niveau d'un grand nombre de présences de cuivre et d'or, considérées comme étant de type cuivre-or oxyde de fer (IOCG), comprenant la mine de Guelb Mohgrein, actuellement en exploitation (se référer à Fernet, à paraître a). De manière semblable avec les Mauritanides du sud, cette région a été affectée par une déformation panafricaine à hercynienne, qui a produit une zone complexe structurellement de nappes de charriage, désignées dans leur ensemble comme l'empilement de nappes d'Akjoujt, juxtaposant les écaïlles de socle mésoarchéen, et les roches supracrustales associées avec les écaïlles de la séquence supracrustale protérozoïque (Fig. 3 et Tableau 1).

Tableau 1. Unités tectoniques et groupes lithostratigraphiques composants de l'empilement de nappes d'Akjoujt (d'après Pitfield et al., 2004).

<u>Unités tectoniques</u>	<u>Divisions lithostratigraphiques</u>	<u>Degré de métamorphisme</u>
Nappe de Hajar Dekhen	Groupe de Hajar Dekhen-Kleouat	Facès amphibolite moyen et supérieur
Nappe de Choueïma	Groupes d'Oumachoueïma et d'Eizzene	Faciès Prehnite-pumpellyite jusqu'à schiste vert supérieur
Nappe de la base	Groupe d'Agoualilet	Faciès schiste vert inférieur à moyen
Nappe de Bou Kerch	Groupe de Saouda	Faciès amphibolite moyen à schiste vert supérieur

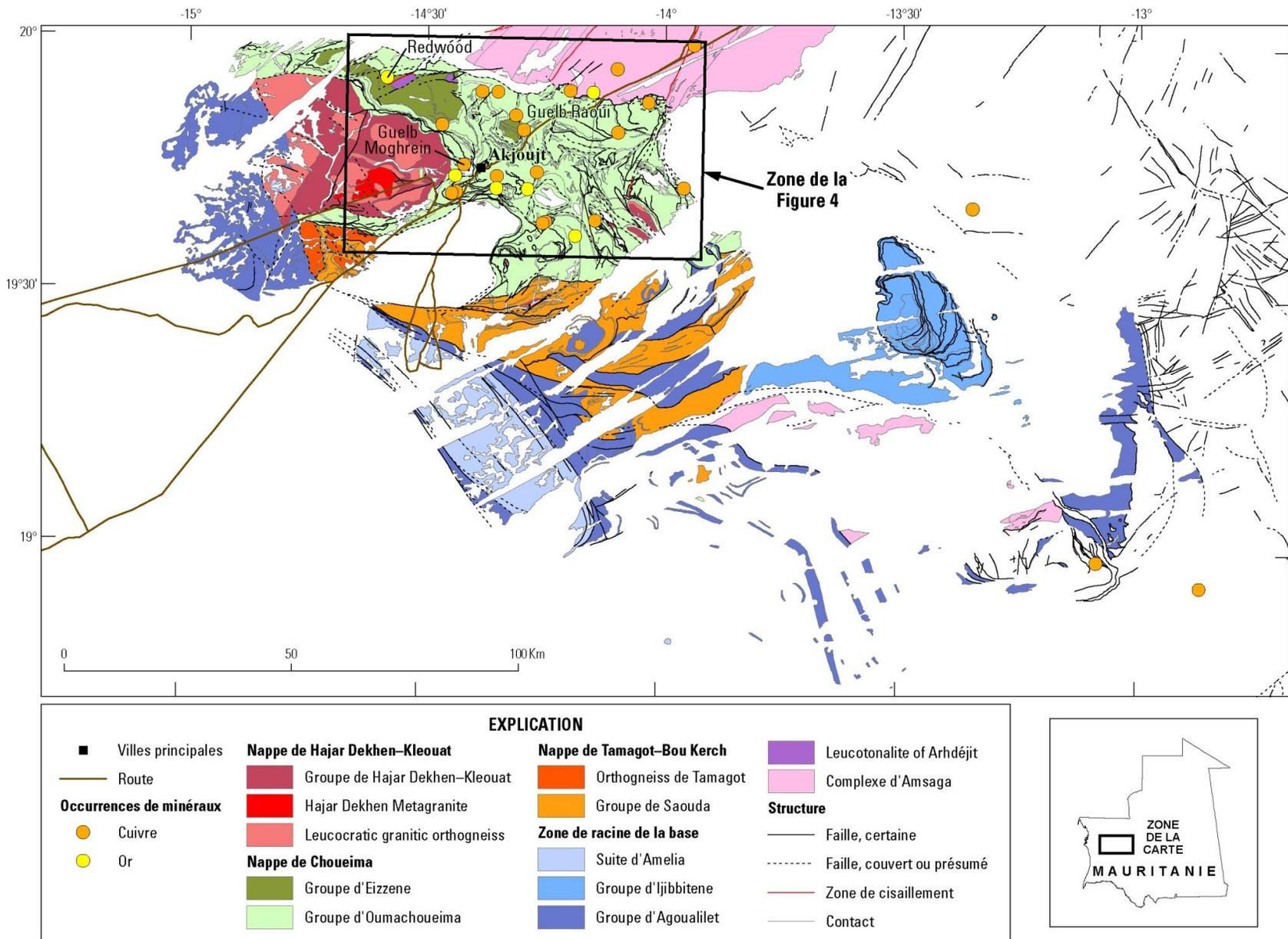


Figure 3. Géologie simplifiée du secteur d'Inchiri, présentant les différentes nappes et les fenêtres tectoniques de l'empilement de nappes d'Akjoujt, ainsi que les dépôts et les présences minérales évoquées dans le texte.

La compréhension actuelle des contraintes d'âge des roches supracrustales du secteur sont contradictoires, et ouvre la possibilité qu'à la fois les roches hôtes, et les présences minérales, puissent être aussi anciennes que le Méso-Archéen, mais puissent également être aussi récentes que le Néoprotérozoïque. Jusqu'à ce que l'âge de ces roches soit clarifié, la relation entre les Mauritanides centrales, et soit les ceintures de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit, soit les roches plus récentes du sud des Mauritanides, reste en suspens. De la même manière, une incertitude existe sur la véritable nature des présences de cuivre-or du secteur. Bien que les travaux actuels au niveau de Guelb Mohgrein l'aient affecté à une classe de dépôts minéraux de type oxydes de fer cuivre-or (IOCG), un travail plus ancien dans le secteur a soulevé l'hypothèse que Guelb Mohgrein, et d'autres présences, puissent être des dépôts de SMV (Ba Gatta, 1982), ou des dépôts de type skarn en lien avec un métamorphisme régional (Goldfarb et al., à paraître ; Fernet, à paraître a). Bien qu'aucune des présences connues dans le secteur ne soient actuellement affectée à la classe de dépôts de SMV, les séquences volcanosédimentaires, à la fois au sein du Groupe mésoarchéen de Saouda, et au sein du Groupe néoprotérozoïque d'Oumachouïma, sont favorables à la présence de dépôts de SMV. Actuellement, toutes les présences connues d'Au et de Cu±Au sont hébergées au sein du Groupe d'Oumachouïma. Les raisons de l'absence de présences minérales dans l'ensemble des autres roches du secteur d'Inchiri ne sont pas expliquées.

Les roches du secteur d'Inchiri sont un ensemble allochtone formé de gneiss mésoarchéens à paléoprotérozoïques, et de roches volcanosédimentaires métamafiques dans des fenêtres tectoniques, au sein d'un empilement de nappes supracrustales imbriquées d'âge paléoprotérozoïque à néoprotérozoïque, d'une vaste gamme de lithologies. Cet ensemble structurant allochtone (Pitfield et al., 2004) a été mis en place au-dessus des roches para-autochtones du Complexe d'Amsaga, et des roches sédimentaires de bassin d'avant-pays du Bassin de Taoudéni, pendant l'orogénie Mauritanide panafricaine à hercynienne. La partie allochtone est formée de quatre nappes imbriquées en interne (Fig. 3 et Tableau 1).

Le Groupe d'Agoualilet, constitué d'un mélange mafique mêlé à des roches sédimentaires silicoclastique, forme la racine et la nappe de base d'échelle régionale de la partie allochtone. Il forme un ensemble ouest au niveau de la bordure sud-ouest de l'empilement de nappes d'Akjoujt, et un ensemble est largement au sud-est de la Nappe d'Ijibbitene (Fig. 3). La fenêtre de socle de Tamagot, ou la couche tectonique intercalée associée à la Nappe de Bou Kerch, sont situées le long de la bordure est de la zone racine du Groupe d'Agoualilet, au sud-ouest, et au sud, du village d'Akjoujt. Ces roches sont formées des orthogneiss et des roches magmatiques mafiques de Tamagot, de formations de fer rubané (FFR), et des roches sédimentaires du Groupe de Saouda, qui présentent ensemble les caractéristiques d'une association de granite-greenstone archéenne. Ce sont les roches les plus anciennes au sein de l'ensemble allochtone, et on imagine qu'elles représentent une partie sud, transportée vers l'est, des terrains mésoarchéens de Tasiast-Tijirit. Au sein de la Nappe de Bou Kerch, les roches du Groupe de Saouda surmontent tectoniquement, et sont imbriquées, avec les métasédiments quartziques du Groupe d'Agoualilet (Fig. 3 ; Pitfield et al., 2004).

Vers l'est et le nord, la fenêtre de Tamagot et la Nappe de Bou Kerch sont recouvertes par la Nappe de Choueïma, qui comprend les roches hôtes volcano-sédimentaires de nombreuses présences minérales du secteur d'Inchiri. La nappe est centrée sur le village d'Akjoujt (Fig. 3) et est formée des Groupes d'Eizzene et d'Oumachouïma, séparés par une discordance angulaire. Le Groupe plus ancien d'Eizzene comprend une séquence inférieure de roches volcaniques mafiques, à savoir la Formation de Raoui, surmontée par la Formation de Khmeiyat, formée de FFR et de schistes semi-pélitiques. Le Groupe d'Eizzene est recouvert en discordance par le Groupe d'Oumachouïma, qui débute avec le membre de quartzite d'Atilis, appartenant à la Formation clastique d'Irarchene El Hamra. La Formation d'Irarchene El Hamra est

surmontée par des roches sédimentaires volcanogéniques, et des FFR de la Formation d'Atomai, qui est à son tour surmontée par des roches volcanoclastiques distales à volcaniques proximales, de composition dominante intermédiaire de la Formation de Sainte Barbe. La Formation de Sainte Barbe est surmontée par un marqueur d'unité très étendu, formé de chailles et de FFR de la Formation de Lembeitih. La stratigraphie se termine vers le haut par un empilement monotone de basaltes sous-marins, et des roches intrusives microgabbroïques associées de la Formation d'Akjoujt (Pitfield et al., 2004). La géologie détaillée de l'empilement de nappes d'Akjoujt est présentée sur la Figure 4. La stratigraphie de l'empilement de nappes d'Akjoujt, et les corrélations possibles avec d'autres roches décrites dans cette section sont indiquées au niveau de la Figure 5.

L'empilement de nappes d'Akjoujt, structurellement le plus haut, est la Nappe de Hajar Dekhen-Kleouat, surmontant la Nappe de Cheouima, à l'ouest d'Akjoujt (Fig. 3). Les roches du Groupe de Hajar Dekhen-Kleouat sont formées de roches granitiques et métamorphiques supracrustales à faciès d'amphibolites. Alors que l'on estimait auparavant qu'elles étaient constituées d'un socle charrié, la nappe contient également des roches des Groupes d'Eizzene et d'Oumachoueïma. La corrélation de roches, au sein de la Nappe de Hajar Dekhen-Kleouat, repose sur les âges et les corrélations au sein du Groupe d'Eizzene (Pitfield et al., 2004).

Une nappe supplémentaire est située à l'est de l'empilement de nappes d'Akjoujt, et est formée de roches métavolcanosédimentaires du Groupe d'Ijibbitene (Fig. 3). On a essayé de corréliser la Nappe d'Ijibbitene avec la partie inférieure de la Nappe de Choueïma (Pitfield et al., 2004).

L'effort pour définir les ensembles de roches favorables du secteur d'Inchiri, pouvant avoir permis la présence des dépôts de SMV, est limité par la complexité structurelle de la région. En raison du fait que les dépôts de SMV sont des accumulations syngénétiques de minéraux de minerai se formant sur, ou juste en dessous, du plancher océanique, pendant la mise en place des séquences volcanosédimentaires, les facteurs qui contrôlent leur répartition comprenant la structure primaire, et des caractéristiques volcanostratigraphiques telles qu'un angle élevé, des failles normales synsédimentaires, constituant l'indice de la présence d'intrusions synvolcaniques, des roches effusives cogénétiques, des changements de type de volcanisme (par exemple des transitions de roches volcaniques de felsiques à mafiques) et des successions de proximales à distales de roches volcaniques, volcanoclastiques, ainsi que de roches sédimentaires volcanogéniques. Ces caractéristiques sont importantes, pour identifier l'origine des flux de chaleur nécessaires pour créer des circulations hydrothermales convectives ascensionnelles, sous les ensembles de roche source à métaux du plancher océanique, former le siège de flancs plus favorables à des édifices volcaniques pouvant être remplacés par des fossés d'effondrement de failles adjacentes, ou des bassins de second ordre, servant de réceptacles aux roches hôtes volcanosédimentaires et aux accumulations de sulfures expulsés associées. De telles relations primaires, au sein des roches du Méso-Archéen au Néoprotérozoïque du secteur d'Inchiri, sont rendues moins claires par les événements tectoniques panafricains à hercyniens, s'étant déroulés des dizaines à des centaines de millions d'années après le dépôt des roches hôtes favorables.

Au niveau le plus simple, les roches considérées comme favorables aux dépôts de SMV au sein du secteur d'Inchiri, comprennent l'ensemble des séquences volcanosédimentaires sous-marines identifiables. Les facteurs supplémentaires favorables comprennent la présence d'intrusions synvolcaniques, et de séquences volcanosédimentaires montrant un changement dans le type de volcanisme, ou la présence de cycles volcanosédimentaires multiples. On ne dispose pas des études plus détaillées nécessaires pour définir

la volcanostratigraphie, ou identifier les failles synsédimentaires, ainsi que pour définir les dépôts locaux volcanosédimentaires au sein du secteur

Les ensembles ouest et est de la nappe de base, composés du Groupe d'Agoualilet, renferment des roches volcanosédimentaires, ainsi que des intrusions cogénétiques (?) associées, favorables aux dépôts de SMV (Fig. 3). L'ensemble ouest contient un mélange de roches intrusives metabasiques et de lentilles des écrans de roches métasédimentaires métavolcaniques, méta-ultramafiques, et métasédimentaires dénommées Suite d'Amleila. Celle-ci est surmontée le long de son côté est par une bande de deux à quatre kilomètres de large, formée de roches métavolcaniques basaltiques, et de roches intrusives métagabbroïques en moindre quantité, appartenant à la Formation d'Adam el Bouje (Pitfield et al., 2004). Ce cœur de l'ensemble ouest est entouré sur l'ensemble de ses côtés par des quartzites dominants, et par d'autres roches sédimentaires du Sous-Groupe de Toueirja, dont le lien est incertain avec les roches volcanosédimentaires du Groupe d'Agoualilet, et qui s'étendent vers le sud sous la forme de nappes ou d'écailles individualisées. Les roches du Sous-Groupe de Toueirja ne sont pas considérées comme favorables aux dépôts de SMV.

L'ensemble est est formé d'une succession volcanosédimentaire présentant de multiples déformations, appartenant à la Formation de Treïfiyat. Cette formation se caractérise par une association de laves metabasaltiques, de roches volcanoclastiques, de schistes calcochloritiques±séricite, de métasiltites, de quartzites calcaires, de métacalcaires, et de rares unités de formation de fer rubané. Elle est visible sur une grande superficie au sud, et au sud-est, du Massif d'Ijibbitene. Elle surmonte, et est imbriquée, avec les roches du socle du Complexe d'Amsaga (Fig. 3). En l'absence d'une cartographie plus détaillée, et pour les besoins du présent rapport, l'intégralité de l'affleurement cartographié de la Formation de Treïfiyat, est considérée favorable à la présence de dépôts de SMV. Il est utile de remarquer que Pitfield et al. (2004) décrivent des transitions de faciès volcaniques, à proximité de l'escarpement de Tamarkart, qui comprend des roches volcaniques mafiques semi-mafiques, ainsi que des roches volcanoclastiques en blocs hautement carbonatés, ayant évolué par la suite vers une structure schisteuse, et étant recoupés par des veines lenticulaire à quartz-ankérite-calcite ± pyrite.

La corrélation de la suite magmatique du Groupe d'Agoualilet, avec le Complexe de Gorgol Noir des Mauritanides du sud (Pitfield et al., 2004 ; voir ci-dessous), conforte l'hypothèse de la nature favorable de ces roches au sein du secteur d'Inchiri. Les roches volcaniques metabasaltiques sous-marines de la Formation d'Adam el Bouje (ensemble ouest), et de la Formation de Treïfiyat (ensemble est), sont comparables aux roches volcaniques du Groupe d'El Gueneiba, tandis que le complexe intrusif fragmenté métamafique à méta-ultramafique, associé aux quartzites du Sous-Groupe de Toueirja, possède de nombreuses similitudes avec le Groupe de Gadel (Pitfield et al., 2004). Le Groupe de Gueneiba est interprété comme un assemblage de bassin de rift, constitué de roches volcaniques mafiques et des roches sédimentaires associées, ainsi que du Groupe de Gadel, un mélange ophiolitique, composé d'un assortiment structurellement complexe de roches volcaniques mafiques, et de roches sédimentaires juxtaposées avec des gabbros et des roches ultramafiques. L'observation de nombreuses présences de SMV de type mafique (type Chypre) dans les Mauritanides du sud, implique un potentiel favorable de dépôts similaires au sein du Groupe d'Agoualilet, du secteur d'Inchiri. Toutefois, il n'existe pas de données géochimiques ou géochronologiques disponibles concernant les roches du Groupe d'Agoualilet, avec lequel il serait possible d'évaluer, soit le type de volcanisme, soit la corrélation avec des roches semblables au sein du sud des Mauritanides.

La compréhension actuelle du Groupe de Saouda, au sein de la fenêtre de Tamagot et de la nappe de Bou Kerche (Fig. 3), permet d'imaginer que ces roches métavolcaniques à dominante mafique, avec des FFR omniprésentes, témoignent d'une séquence archéenne (?) de granites-greenstones, pouvant être reliée aux terrains de Tasiast-Tijirit. La géométrie, comparable à des granites-greenstones, est avant tout basée sur la nature interplissée complexe des greenstones du Groupe de Saouda, associées aux orthogneiss au sein de la fenêtre de Tamagot, et est extrapolée à la succession mafique métavolcanosédimentaire de la nappe de Bou Kerche. Les données géochronologiques disponibles concernant ces roches sont rares, et limitées aux études de ^{40}Ar - ^{39}Ar (Dallmeyer et Lécorché, 1990a). Un âge de gaz total de $2\,035 \pm 11$ Ma a été obtenu pour un concentré d'amphibole des roches du Groupe de Saouda, appartenant à la nappe de Bou Kerche. La datation à l'argon de muscovites provenant de schistes à grenat-mica de gneiss leucocrates, du Groupe de Saouda, a fourni des âges mêlés mésoprotérozoïques et paléozoïques supérieurs. Toutefois, ces données présentent un spectre interne incohérent, suggérant une perturbation thermique de systèmes minéraux aussi anciens que $2\,600$ Ma (Pitfield et al., 2004). La corrélation des roches mafiques métavolcaniques, au sein de la fenêtre tectonique de Zemzem, du sud des Mauritanides, associées au Groupe de Saouda, du secteur d'Inchiri, et une datation de zircon par la méthode U-Pb de $2\,683 \pm 22$ Ma, sur une métamicrogranodiorite associée de Zemzem, renforce la probabilité que les roches de la nappe de Bou Kerche soient au moins d'âge néoarchéen (Pitfield et al., 2004). Toutefois, comme évoqué ci-dessus, les successions de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit sont d'âge mésoarchéen, et approximativement 300 millions d'années plus anciennes que les roches du Groupe de Saouda. Donc, l'association des greenstones du Groupe de Saouda avec des roches comparables au sein des terrains de Tasiast-Tijirit est ténue. Aucune information géochimique n'est disponible pour permettre une comparaison.

Il n'existe actuellement aucune présence minérale connue d'aucun type au sein des roches du Groupe de Saouda. L'assemblage à dominante métamafique renferme deux lithologies majeures, à savoir d'une part des amphibolites et des roches métamafiques, et d'autre part des schistes chloritiques. Les amphibolites sont généralement de grain moyen à fin, et sont essentiellement ardoisiers à schisteux. Les amphibolites à grain moyen peuvent correspondre à des intrusions microgabbroïques cogénétiques. Un petit ensemble de gabbros lités, associé avec des serpentinites et des métacarbonates (marbre), apparaît comme limité à la bordure sud de l'affleurement de la nappe de Saouda/Bou Kerche. Les schistes chloritiques comprennent de façon irrégulière des schistes quartziques à chlorite-séricite, et à chlorite calcaire-séricite, contenant de minces horizons de métacalcaire (Pitfield et al., 2004). L'omniprésence de FFR minces et non permanentes, ainsi que de couches moins importantes de chailles métamorphisées, à travers l'ensemble des deux assemblages lithologiques majeurs, indique que les processus effusifs du plancher océanique, à l'origine de la formation de fer de type Algoma, se sont déroulés pendant le dépôt de la succession volcanosédimentaire mafique, et sont encourageants dans la perspective d'une présence de SMV liée aux roches volcaniques mafiques. Sans données géochimiques supplémentaires concernant les roches métavolcaniques, ou d'information descriptive concernant les présences minérales, l'intégralité du Groupe de Saouda doit être considéré comme favorable pour les SMV de type mafique, et potentiellement de type pélitique-mafique. L'absence de roches intermédiaires à felsiques exclut la présence d'autres sous-catégories de SMV.

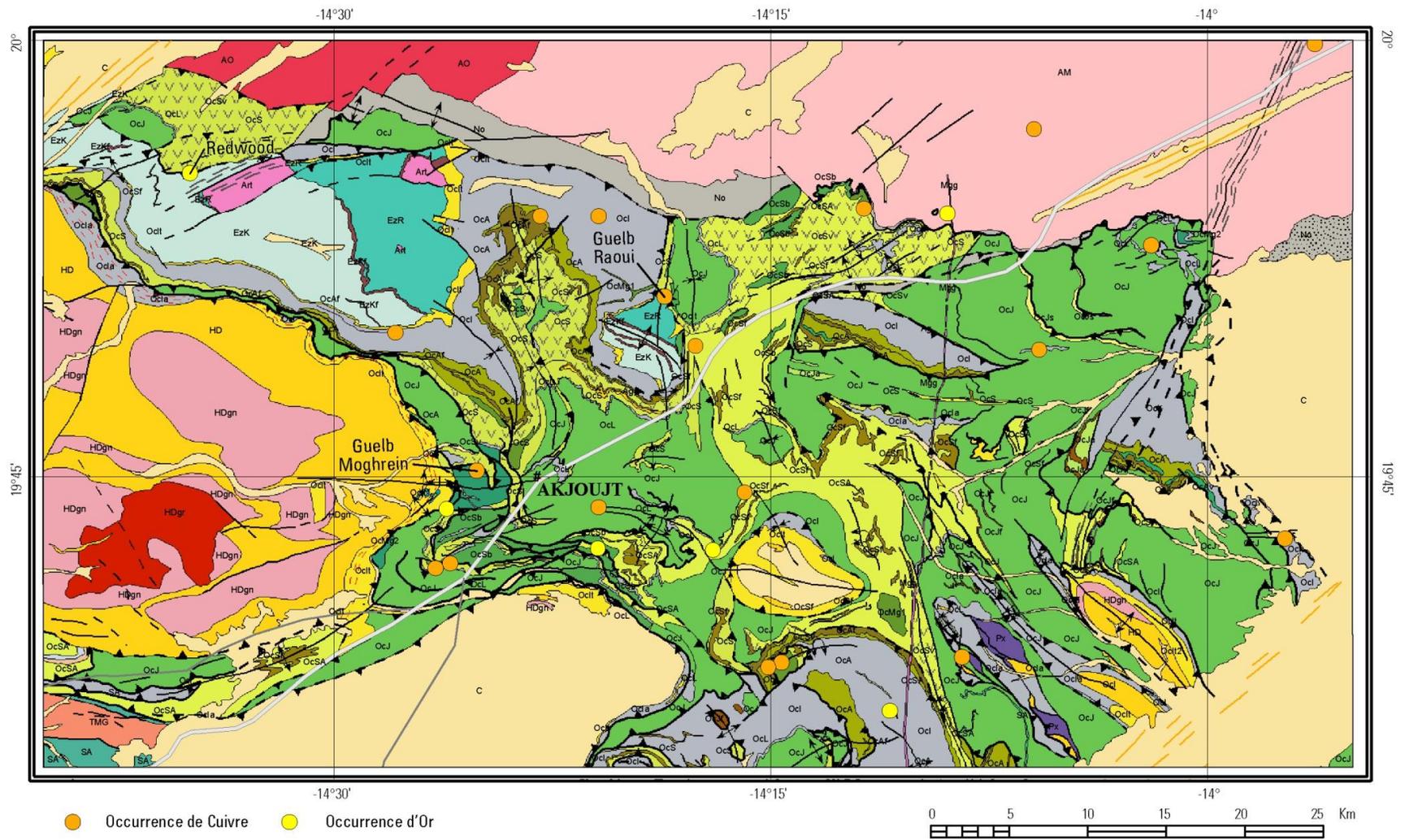


Figure 4. Géologie détaillée de l'empilement de nappes d'Akjout (d'après Pitfield et al., 2004).

Roches sédimentaires

Bassin Cotier

Quaternaire

Cd Alluvions, nappe sableuse, dunes actuelles, reg, dépôts lacustres

Bassin de Tauodeni

Groupe De Nouatil (Cambrien)

No Mudstones et dolomies

Roches volcaniques et sédimentaires

Groupe De Hajar Dekhen - Kleouat

HD Roches métacarbonates, métavolcanites felsiques

Groupe De Agoualilet

Ag Quartzite et quartzite micacé, volcanites metabasaltiques

Proterozoïque
Archéen

Groupe De Saouda
SA Métavolcanites basiques, formation de fer rubanée (BIF)

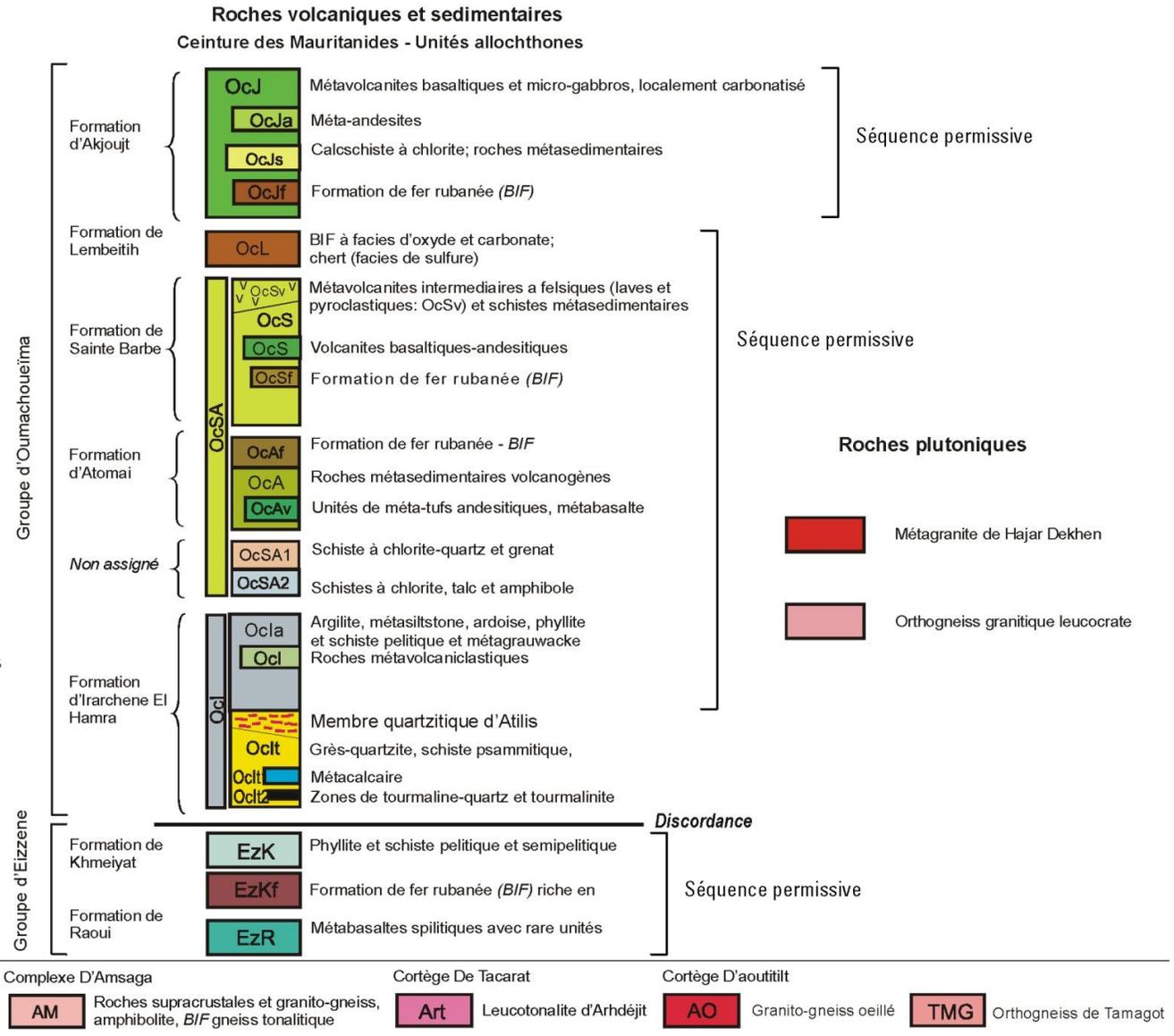


Figure 5. Section stratigraphique et diagramme de corrélation des roches au sein de l'empilement de nappes d'Akjoujt (d'après Pitfield et al., 2004).

La nappe de Choueïma est en chevauchement sur la nappe de Bou Kerche, et est formée d'au moins deux successions volcanosédimentaires majeures, séparées par une discordance (Fig. 4 et 5). La partie inférieure du Groupe d'Eizzene constitue la première succession, et est dominée par des roches volcaniques mafiques surmontées par des FFR et des schistes semipélitiques. Le Groupe d'Eizzene est observé au niveau de deux zones d'affleurement au nord d'Akjoujt, à proximité de la bordure nord de la nappe (Fig. 4). La partie inférieure du Groupe d'Eizzene est formée de metabasaltes monotones de la Formation de Raoui. Par opposition aux roches métavolcaniques du Groupe d'Oumachoueïma, les roches intrusives cogénétiques sont absentes. Les données géochimiques des roches metabasaltiques de la Formation de Raoui, sont indicatrices d'affinités d'arc volcanique en subduction (Pitfield et al., 2004). La Formation en recouvrement de Khmeiyat est caractérisée par une FFR d'étendue régionale au niveau de la base, suivie par une succession entièrement métasédimentaire, caractérisée par des schistes-phyllites pélitiques à semipélitiques de faible degré, associés à des subgrauwackes psammitiques, à des quartzites, et à des FFR minces et intermittentes (Pitfield et al., 2004). Sur la base de ces descriptions, et de la présence favorable d'une formation de fer effusive, le Groupe d'Eizzene est favorable aux SMV de type pélitique-mafique. Parmi les nombreux dépôts, et présences minérales observables au sein de la nappe de Choueïma, seulement deux présences sont hébergées par les roches du Groupe d'Eizzene. La présence d'or de Redwood est située à proximité de la limite nord de l'affleurement de la Formation de Khmeiyat, et est décrite comme de l'or visible, avec des teneurs analytiques élevées en or au sein de veines quartzieuses ferrugineuses de direction nord-est, recoupant des quartzites cassants fracturés. La présence de cuivre de Guelb Raoui est décrite comme de la malachite hébergée au sein du quartzite de la Formation de Raoui, sur le relief de Guelb Raoui (Marsh et Anderson, à paraître).

La seconde succession volcanosédimentaire de la nappe de Choueïma est formée par le Groupe d'Oumachoueïma (Fig. 5), qui héberge la majorité des présences minérales connues du secteur d'Inchiri. Elle constitue l'unité rocheuse aérienne la plus étendue au sein du secteur et occupe l'essentiel du centre, ainsi que de la partie nord et nord-est de l'empilement de nappes d'Akjoujt (Fig. 4). Elle surmonte les terrains d'Amsaga, au-dessus d'une faille inverse majeure unique, le long de la bordure nord du secteur, et est en contact de chevauchement avec la nappe en recouvrement de Hajar Dekhen-Kleouat, le long d'une frontière ouest curvilinéaire. À partir du contact de base en discordance avec le Groupe d'Eizzene, le Groupe d'Oumachoueïma évolue vers le haut à partir de roches sédimentaires silicoclastiques à pélitiques, vers des roches ayant elles-mêmes évolué à partir de roches volcaniques clastiques de type andésite-dacite, ainsi que des roches volcaniques proximales, suivies par des écoulements basaltiques sous-marins et des intrusions synvolcaniques. Des unités de FFR sont présentes sur plusieurs niveaux stratigraphiques au sein du Groupe (Pitfield et al., 2004).

La partie sédimentaire à la base de la séquence, c'est-à-dire la Formation d'Irarchene El Hamra, forme une transition à partir du Membre de quartzite d'Atilis, situé à la base, vers des schistes à dominante quartz-chlorite±muscovite (Fig. 5). Les schistes contiennent des grauwackes riches en quartz, et de minces quartzites au sein de la partie inférieure, ainsi que de minces métagrauwackes volcanogéniques verdâtres en allant vers le haut. De rares écoulements de metabasaltes, sous la forme d'amygdales et de sills metabasiques, sont également présents (Pitfield et al., 2004). La Formation en recouvrement d'Atomai, est constituée de manière dominante de siltites volcanogéniques, et de grauwackes ayant subi un métamorphisme vers des schistes à chlorite±séricite+quartz±carbonate, avec des horizons de FFR à quartz-carbonate-magnétite s'échelonnant jusqu'à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Les FFR varient en composition, mais sont dominés par des carbonates de fer à quartz, avec de la magnétite répartie de manière irrégulière. Un carbonate ferromagnésien ankéitique à grain grossier, tabulaire à podiforme ± quartz et

magnétite est présent de façon sporadique au sein, ou de manière adjacente, aux formations de fer. Des FFR à faciès hématite-magnétite-quartzite à grain fin et massif, à faciès oxydé et rubané, d'échelle millimétrique à centimétrique, ± muscovite, chlorite, et tourmaline, sont aussi présentes, et renferment de la calcite et des carbonates de fer introduits. De minces unités de metabasites, localement sous forme de pillow lavas, ainsi que des sills de métamicrogabbros, sont présents de manière sporadique dans la partie supérieure de la Formation (Pitfield et al., 2004). Pitfield et al. (2004) décrivent une zone indifférenciée des roches des Formations d'Irarchene El Hamra et d'Atomai, au sein de la fenêtre anticlinale entre les sous-secteurs de Hajar Dekhen et de Kleouat, de la nappe en recouvrement, contenant des amphibolites massives et des schistes à grenats porphyroblastiques à quartz, mica, et chlorite, et contenant jusqu'à 35 pourcent de grenats classés par taille. En lame mince, ces roches sont constituées de proportions équivalentes de grenat, de quartz, et de chlorite, avec des quantités mineures de muscovite, de biotite, de clinzoïsite, de zircon accessoire, et de minéraux de minerais opaques (minéralogie de minerais non décrite). Les textures minérales suggèrent que la formation de grenat est liée à un événement précoce.

La Formation de Sainte Barbe surmonte la Formation d'Atomai, et consiste principalement en roches volcaniques intermédiaires à felsiques, qui sont liées à des roches volcanoclastiques. Au nord-est d'Akjoujt, dans la région du massif d'Irarchène, la Formation de Sainte Barbe est formée de faciès volcaniques proximaux, tels que des laves étendues, des éléments pyroclastiques, des tufs soudés, et des éléments agglomérés. L'ensemble peut représenter un centre éruptif. Sur le plan de la composition, les roches volcaniques de Sainte Barbe s'échelonnent d'andésites à des dacites, avec dans une moindre mesure des basaltes riches en K, et des rhyolites à quartz visible. Vers le sud du massif d'Irarchène, les roches volcaniques de Sainte Barbe deviennent de plus en plus dominées par des roches volcanoclastiques de la taille de lapilli, remplaçant des laves et des éléments pyroclastiques. Au sud de la route principale de Nouakchott à Atar, la formation est représentée par des roches sédimentaires fines volcanoclastiques, pratiquement impossibles à distinguer des roches de la formation sous-jacente (Pitfield et al., 2004).

Les analyses géochimiques des roches volcaniques mafiques, provenant de la partie inférieure du Groupe d'Oumachoueïma, présentent des indices distinctifs d'arcs volcaniques liés à une subduction, semblables aux roches mafiques du Groupe d'Eizzene. Les intrusions de microgabbros synvolcaniques, de la partie inférieure du Groupe d'Oumachoueïma, présentent également des indices géochimiques très clairs, caractéristiques d'arcs volcaniques liés à une subduction (Pitfield et al., 2004), et sont probablement cogénétiques.

La Formation de Sainte Barbe culmine au niveau d'un horizon marqueur de FFR, distinctif au niveau régional, dénommé Formation de Lembeitih (Fig. 5), qui est généralement d'une épaisseur inférieure à dix mètres, et qui varie de chailles pyritiques, recristallisées au sein de la mine de Guelb Mohgrein mine, jusqu'à de la magnétite quartzique, ou une formation de fer à hématite vers Loueibda, ainsi qu'une formation de fer rubané à quartz, carbonate, et magnétite, dans la région d'El Joul-El Khader. L'unité la plus élevée du Groupe d'Oumachoueïma surmonte la FFR de Lembeitih, et est presque entièrement constituée de basaltes sous-marins, de microgabbros, et de leurs équivalents tectonisés de la Formation d'Akjoujt. Le type de roche dominant est un metabasalte tholéïtique, non porphyrique à grains fins, rarement bien visible, et montrant occasionnellement des formes pouvant être des pillow lavas. Les microgabbros, interprétés comme étant intrusifs synvolcaniques, sont presque aussi communs dans certains endroits. Les intrusions de métamicrogabbros synvolcaniques forment localement des champs de blocs, et sont de texture amphibolique, mais la texture magmatique primaire est encore reconnaissable (Pitfield et al., 2004). Par opposition avec les autres roches mafiques des Groupes d'Eizzene et d'Oumachoueïma, la géochimie des

basaltes d'Akjoujt indique un changement à la fois de composition et de type de volcanisme, d'affinités d'arc liées à une subduction, à des affinités plus étroitement liées à des magmas de basalte de ride médio-océanique, enrichi en éléments incompatibles (E-MORB), ou à des magmas tholéitiques de rides médio-océaniques (T-MORB).

En comparaison de la présence de SMV au sein des Groupes d'Eizzene et d'Oumachoueïma, la variation de géochimie, et les types variables de successions volcanosédimentaires décrites ci-dessus sont assez significatives. Trois séquences volcanosédimentaires distinctes, avec des intrusions synvolcaniques cogénétiques (?) associées, une formation de fer effusive, et peut être avec une altération hydrothermale associée, sont présentes, et sont toutes favorables à la présence de différentes sous-catégories de SMV. La séquence métavolcanique de la base, et les roches sédimentaires pélitiques en recouvrement du Groupe d'Eizzene, sont favorables aux SMV de type pélitique-mafique. La séquence favorable suivante est peut être la plus favorable, et est formée d'une transition vers le haut à partir de roches sédimentaires siliclastiques, et des schistes à quartz-chlorite±muscovite, avec des intrusions synvolcaniques de la Formation d'Irarchene El Hamra, et la Formation d'Atomai évoluant vers des éléments volcanoclastiques issus d'andésite-dacite, et des roches volcaniques proximales de la Formation de Sainte Barbe. L'abondance de FFR, et la possibilité que les schistes renfermant du grenat puissent correspondre à une altération hydrothermale riche en aluminium, liée à des systèmes hydrothermaux de plaque océanique, sont des indicateurs favorables de la présence de SMV de type pélitique-mafique, et à une évolution de la séquence pouvant comprendre de probables centres de volcanisme, avec un volcanisme intermédiaire à felsique, favorable à des SMV de type bimodal-felsique. Finalement, la transition brutale avec le type volcanique primitif, est dominée par les éléments mafiques de la Formation d'Akjoujt, montrant des épanchements basaltiques sous-marins et des intrusions synvolcaniques, pouvant indiquer une évolution du système vers un contexte tectonique, semblable à un arc arrière plus profond. Les basaltes d'Akjoujt sont favorables à des types de SMV mafiques et pélitiques-mafiques.

En raison des relations complexes au sein de l'empilement de la nappe d'Akjoujt, les relations d'âge des roches du Groupe d'Oumachoueïma sont essentielles pour établir une histoire volcanosédimentaire du secteur, et par voie de conséquence une histoire métallogénique. Un excellent exemple est donné par les contradictions au sein des affectations d'âge des basaltes de la Formation d'Akjoujt. Les reconstructions structurales et stratigraphiques situent les basaltes d'Akjoujt au-dessus des FFR de Lembeitih, au sommet d'une succession généralement considérée comme étant d'âge néoprotérozoïque, sur la base des déterminations U-Pb des zircons détritiques et hérités (Pitfield et al., 2004). Toutefois, la monazite et le xénotime authigéniques, provenant des assemblages de minerais de la mine de Guelb Mohgrein, hébergés par la Formation d'Akjoujt, indiquent des datations U-Pb beaucoup plus anciennes, de 2 492 Ma sur la monazite, et de 1 742 Ma sur le xénotime. Ces âges sont interprétés respectivement comme les âges minimums de minéralisation et de remobilisation. D'autres données conflictuelles incluent une datation K-Ar signalée à 393 Ma sur la muscovite métamorphique, les datations K-Ar sur les minéraux de skarn, échelonnés entre 829 et 626 Ma, une datation ⁴⁰Ar-³⁹Ar sur l'amphibolite de 1,7 Ga, et une datation K-Ar sur le métagabbro de 3,6 Ga (Marutani et al, 2005 ; Meyer et al., 2006). De nouvelles données concernant les zircons détritiques, obtenues par l'USGS dans le cadre de la présente étude, y compris provenant des roches sédimentaires situées en dessous des roches volcaniques hébergeant le minerai, ne montrent pas d'indice de matériau plus ancien que le Néoprotérozoïque (Fig. 6 ; Bradley et al., à paraître). De nombreux contributeurs ont commenté l'abondance de formation de fer dans le secteur, et sur le fait que l'apparence générale, ainsi que le type structural des séquences volcanosédimentaires métamaïfiques, sont semblables aux séquences de greenstones archéennes. Il est probable que la fenêtre tectonique des roches archéennes,

similaire à la fenêtre de Tamagot, ainsi que la leucotonalite d'Arhdejit, sont présentes au sein de l'empilement de nappes d'Akjoujt, et n'ont jusqu'à présent pas été identifiées.

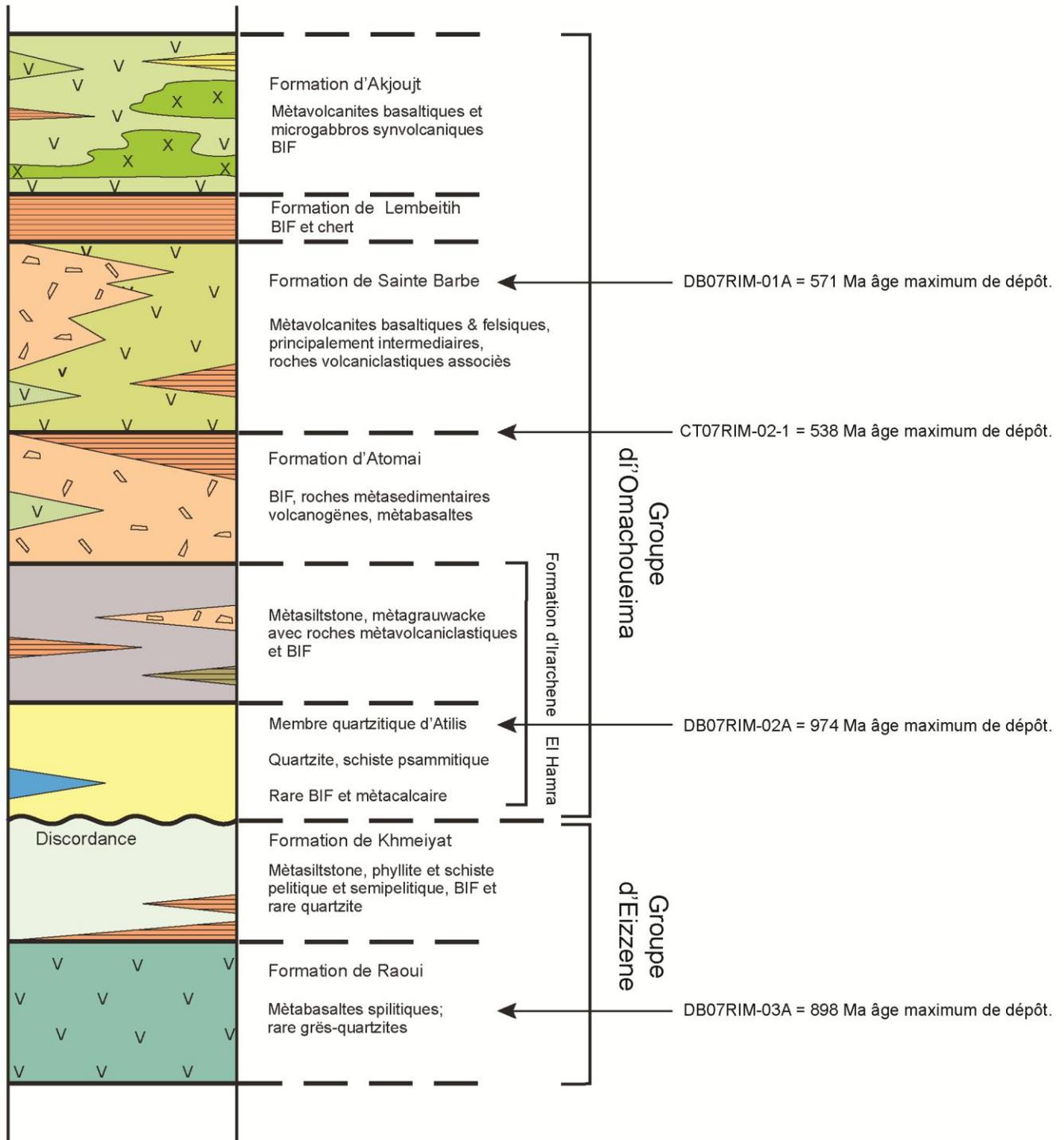


Figure 6. Âges maximum de dépôt du zircon détritique des unités pétrographiques au sein de la nappe de Chouïema. Colonne structuro-stratigraphique d'après Pitfield et al., 2004).

Par opposition à l'absence de présences de métaux de base et de métaux précieux au sein des autres nappes de charriage, et des fenêtres tectoniques, du secteur d'Inchiri, la nappe de Choueima est bien minéralisée, avec plus de 18 présences et dépôts connus d'Au et de Cu±Au, y compris la mine de Guelb Mohgrein, actuellement en exploitation (Marsh et Anderson, à paraître). La plupart, si ce n'est l'ensemble des présences sont hébergées au sein des ensembles de métacarbonates riches en Fe-Mg, au sein de zones de brèches et de cisaillements associées avec des failles inverses panafricaines à hercyniennes, et semblent être des types de minéralisation épigénétiques et structurellement contrôlés. Ils sont actuellement considérés comme des dépôts d'oxyde de fer cuivre-or (IOCG) inhabituels, sous la forme d'une variante hébergée dans des carbonates (Kolb et al., 2008 ; Kirschbaum, 2011). Toutefois, les possibilités incluent également l'or orogénique de skarn, et les dépôts de type SMV (se référer à Goldfarb et al., à paraître ; Fernette, à paraître a). En dépit des caractéristiques favorables des successions volcanosédimentaires au sein du secteur d'Inchiri, telles que décrites ci-dessus, aucune des présences connues ne montre de caractéristiques pouvant être parfaitement attribuées à des types SMV syngénétiques de dépôts minéraux. Des évaluations des caractéristiques, et des données disponibles concernant les présences connues du district sont de cette manière fournies dans les autres rapports du projet établis par l'USGS (se référer à Goldfarb et al., à paraître ; Fernette, à paraître a).

4.2.2 – Mauritanides du sud.

La région à laquelle il est ici fait référence, en tant que Mauritanides du sud, est formée de l'orogène des Mauritanides, depuis environ la latitude de 17° Nord jusqu'au Sénégal. Les roches hôtes des Mauritanides du sud sont de façon dominante des unités métasédimentaires et métavolcaniques, néoprotozoïques jusqu'à cambriennes, qui ont été accumulées contre, puis charriées au-dessus, de la bordure continentale du Gondwana pendant le Paléozoïque précoce du tectonisme panafricain en Afrique de l'Ouest. La collision avec le Craton nord-américain pendant les temps hercyniens (approximativement 330 à 270 Ma) a réactivé de nombreuses structures appartenant à cet ancien orogène de collision, et a formé la ceinture appalachienne-mauritanienne, qui s'est par la suite séparée durant le rift triasique.

De nombreuses présences, avec une minéralisation variable stratiforme de Mn-Ba- (Cu, Zn, Pb, Fe, Au, Ag, As, Sb, Mo), sont avant tout hébergées dans des roches métavolcaniques felsiques, et des métasédiments du Groupe d'El Mseigguem, ainsi que, dans une moindre mesure, au sein des roches métasédimentaires en recouvrement du Groupe d'El Ghabra, appartenant au Supergroupe de Mbout. Ces présences sont représentées de manière optimale par Bou Zrabie, Mbout, Harach, et Ouechkech, et présentent des caractéristiques similaires à des dépôts SMV de type bimodal-mafique (type Kuroko) ou des dépôts SMV de type pélitique-mafique (type Besshi). En dépit de la complexité structurelle des Mauritanides du sud, et la persistance des horizons minéralisés au niveau d'un grand nombre de ces présences, qu'il est possible de suivre jusqu'à des distances de quinze kilomètres, permettent de faire l'hypothèse de la possibilité à l'avenir de découvertes supplémentaires. La comparaison des Mauritanides du sud avec la métallogénie des Appalaches du sud est également considérée comme favorable. Dans les Appalaches, les dépôts de SMV riches en or du Paléozoïque précoce ont parfois été répertoriés par erreur comme des dépôts d'or orogénique épigénique. Les deux types de dépôts pourraient aussi être présents au sein des Mauritanides (Goldfarb et al., à paraître). Il existe une incertitude concernant le classement des types de dépôts, puisque des interprétations métallogéniques de la région effectuées par le BGS (Gunn et al., 2004) et le BRGM (Salpeteur, 2005) suggèrent que ces présences pourraient être des types de présences sédimentaires effusives (SEDEX). Toutefois, la présence de dépôts SEDEX est considérée comme

improbable, considérant l'environnement tectoniquement actif, et l'absence de bassin au niveau de la chaîne des Mauritanides (Leach et Mauk, à paraître).

Un potentiel supplémentaire existe au sein des Mauritanides du sud, pour l'existence de dépôts SMV à Cu-Zn±Au de type mafique (type Chypre), associé avec des dépôts de chromite podiforme, au sein de roches ophiolitiques mafiques à ultramafiques du Complexe de Gorgol Noir. Un certain nombre de dépôts de Fe-Cu-Au surmontés d'oxydes, tels que Kadiar, Oudelemguil, Daiguili, et particulièrement Hassi el Aoueiya, ont été décrits comme des présences « de type Guelb Mohgrein », hébergées dans des schistes à chlorite et talc, ainsi que dans du carbonate de fer (Gunn et al., 2004). Toutefois, ces présences sont hébergées au sein des roches du Groupe d'El Gueneiba, qui sont interprétées comme correspondant à un assemblage de bassin de rift de roches volcaniques mafiques et aux sédiments associés. Elles sont également hébergées au sein des roches du Groupe de Gadel, un « mélange » ophiolitique constitué d'une association structurellement complexe de roches volcaniques mafiques, et de roches sédimentaires, juxtaposées avec des gabbros et des roches ultramafiques. Ce contexte géologique et tectonique est favorable aux dépôts SMV de type mafique (type Chypre).

Les Mauritanides du sud sont constituées d'un empilement de direction nord-sud d'écailles charriées d'unités allochtones et para-autochtones juxtaposées contre les roches néoprotérozoïques à paléozoïques, de la séquence d'avant-pays du Bassin ouest de Taoudéni (Le Page, 1988 ; Pitfield et al., 2004). La zone para-autochtone repose entre l'avant-pays et la zone allochtone structurante de l'ouest. Elle est formée de roches sédimentaires déformées du Supergroupe d'Adrar, imbriqué avec des insertions de couches de socle local, ou de fenêtres tectoniques (telles que la fenêtre de Zemzem). La zone allochtone structurante est constituée d'ophiolites imbriquées, et de complexes à faciès de rift de bordure continentale, ou à faciès magmatiques calco-alcalins. Deux divisions tectono-stratigraphiques majeures sont reconnues au sein des Mauritanides : 1) la partie ouest allochtone est formée d'éléments métavolcaniques calco-alcalins, et de roches sédimentaires supracrustales métasédimentaires, avec principalement des assemblages à faciès de schistes verts, dénommés collectivement Supergroupe de Mbout, et 2) une ceinture est, constituée d'un mélange tectonique, ainsi que d'éléments métavolcaniques associés et de roches intrusives, connue sous le nom de Complexe Gorgol Noir, représenté typiquement par des assemblages de faciès schistes verts jusqu'à des amphibolites de haute pression (Fig. 7 ; Pitfield et al., 2004).

Dallmeyer et Lécorché (1989, 1990a, b) ont obtenu des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des minéraux métamorphiques, à travers l'ensemble de la ceinture centrale et sud des Mauritanides, et ont conclu que la région a été affectée par trois événements aux époques néoprotérozoïque, cambrienne et hercynienne. Caby et Kienast (2009) ont réexaminé les données de Dallmeyer et Lécorché (1989, 1990a, b), et ont proposé une histoire tectonique et métamorphique plus simple de la convergence de plaque du Paléozoïque tardif (Hercynien), ayant conduit à l'ancrage de la Laurentie contre le domaine de l'arc ouest de 670 Ma, ainsi qu'à un épisode ayant engendré un charriage compressif corrélé avec la déformation des Appalaches, à environ 300 Ma.

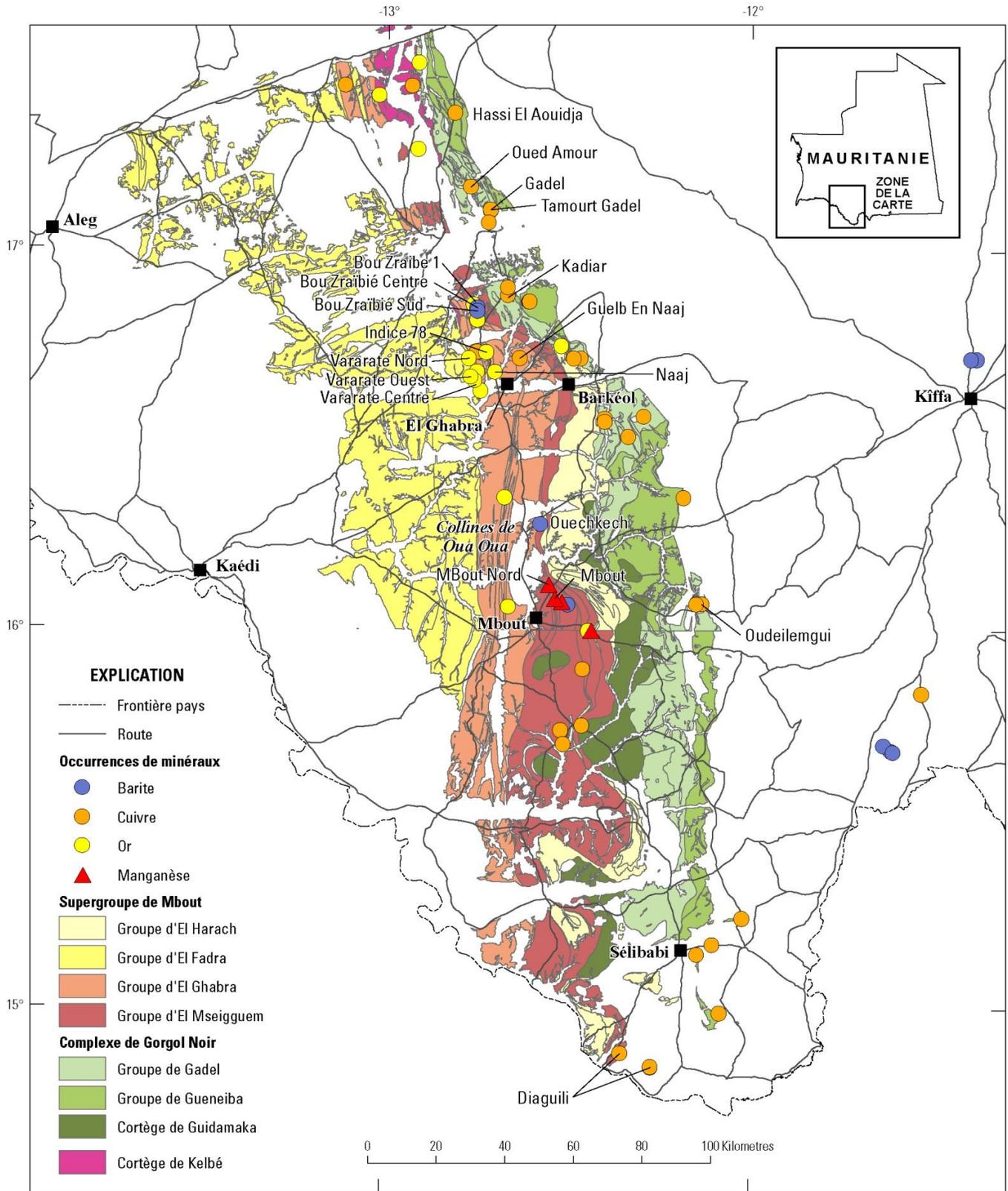


Figure 7. Unités tectonostratigraphiques de l'allochtone infrastructurale au sein des Mauritanides du sud, et localisation des dépôts minéraux et des présences évoquées dans le texte.

Supergroupe de Mbout

Le Supergroupe de Mbout est formé de quatre zones de direction nord-sud parallèles, séparées par des chevauchements orientés vers l'est. Les deux zones extérieures sont constituées du Groupe d'El Harach, à l'est, et du Groupe d'El Fadra, à l'ouest, et il s'agit de séquences à dominante métasédimentaire pélitique. Le Groupe d'El Harach est essentiellement constitué d'une unité métasédimentaire, avec des niveaux intercalés mineurs, à caractère volcanique bimodal, métamorphisée au niveau de ses affleurements sud. Il n'existe que peu d'éléments pour contraindre les interprétations possibles de l'origine de la séquence, mais la continuité latérale des unités relativement minces d'arénites quartziques, laisse supposer des incursions sableuses et de tufs, au sein d'une séquence marine dominée par des boues. Les affleurements nord sont dominés par des roches sédimentaires altérées, semipélitiques à pélitiques, dont on imagine qu'il s'agit de dépôts proximaux ayant évolué à partir d'une source granitique. Les deux zones centrales sont formées des Groupes d'El Ghabra et d'El Mseigguem, et sont caractérisées par des roches métavolcaniques intermédiaires à felsiques.

Le Groupe d'El Mseigguem (Fig. 7) est divisé en deux formations. La Formation de Bathet Jmel est dominée par des roches métabasiques intercalées avec des schistes pélitiques. La Formation structurellement sous-jacente d'Ouechkech est largement composée d'éléments métavolcaniques felsiques, et d'intrusions subvolcaniques, ainsi que des copeaux discontinus de roches méta-andésitiques. Les roches volcaniques métabasiques de la Formation de Bathet Jmel comprennent des schistes à chlorite, à grains fins, intensément foliés (peut-être un métatuf), avec une proportion variable de prophyroclastes à feldspaths de 1 à 2 millimètres, ainsi que des brèches volcaniques plus massives. La metabasite contient localement des grenats manganifères, associés à des pods d'altération manganifère complexes, en partie antérieurs à la foliation régionale. La minéralisation de manganèse est bien développée six kilomètres à l'est de Mbout, au sein d'une zone allant jusqu'à 30 mètres de large, et visible sur deux kilomètres le long de la direction des structures. Un oxyde de manganèse, hébergé dans des veines, bréchifié et massif, est observé avec des quantités variables de barytine et de quartz, ce dernier formant également des veines irrégulières tardives, et des barrières de quartz en partie mylonitisées. La minéralisation de manganèse peut être suivie vers le nord, le long de cette zone, pendant plus de 30 kilomètres.

La Formation d'Ouechkech est constituée de roches de base méta-andésitiques et de roches métavolcaniques felsiques hautement siliceuses, essentiellement formées de schistes à quartz-feldspath-séricite, de grains fins à moyens. Les profils géochimiques indiquent un contexte de type arc lié à une subduction, avec quelques affinités d'intérieur de plaques. La présence de chlorite au sein des métapélites, ainsi que d'épidote au sein des schistes felsiques, permet de faire l'hypothèse d'un degré de métamorphisme schistes verts. Des grenats sont présents localement au sein des roches volcaniques métabasiques, mais sont probablement liés à l'altération de la roche hôte antérieure, plutôt que d'être un indice de degré plus élevé de métamorphisme. La nature de l'environnement de dépôt d'origine est masquée par une intense déformation. Toutefois, une texture clastique au sein des unités de brèches de schistes verts est conservée, et représente probablement des unités de tufs lapilli et/ou de brèches de pillow lavas. Des schistes felsiques et chloritiques à grains fins représentent probablement des tufs, et des schistes à chlorite, riches en feldspaths, peuvent représenter des tufs ou des laves porphyriques à feldspaths (Pitfield et al., 2004). Les descriptions géologiques disponibles laissent supposer que la Formation peut correspondre à un édifice volcanosédimentaire marin allant de peu profond à émergeant. Un pluton felsique recoupant les roches métavolcaniques de la Formation d'Ouechkech a fourni une datation U-Pb de zircon à 637 ± 5 Ma, ce qui donne un âge minimum pour le Groupe d'El Mseigguem (Pitfield et al., 2004).

Des granites cogénétiques sont attribués à la Suite de Kelbé. La Suite de Kelbé est constituée d'un regroupement de granites potassiques ayant été mis en place au sein du Supergroupe de Mbout, et sont hébergés de manière dominante par des roches volcaniques felsiques à intermédiaires des Groupes d'El Ghabra et d'El Mseigguem (Fig. 7). Les types lithologiques s'échelonnent des monzodiorites mésocrates jusqu'à des leucosyéno-granites, mais la Suite est principalement composée de granites à deux micas fortement déformés. Le caractère de mélange de type S et de type I des intrusions, suggère une mise en place pendant une fermeture progressive de plaque, et la collision (arc insulaire-continent et continent-continent). Les relations d'âge des granites, suggèrent de plus que les roches volcaniques du Groupe d'El Mseigguem sont plus jeunes que celles du Groupe d'El Ghabra (Pitfield et al., 2004).

Le Groupe d'El Ghabra correspond à une séquence mixte d'éléments métavolcaniques intermédiaires à felsiques et de roches métasédimentaires tectoniquement en chevauchement sur le Groupe d'El Mseigguem à l'est, et à leur tour recouvertes en chevauchement à l'ouest par le Groupe d'El Fadra. Cet assemblage calco-alcalin est typique d'une association d'arc volcanique lié à une subduction, caractéristique de marges continentales tectoniquement actives. Il est divisé en trois formations, constituées de schistes tectoniquement inférieurs et supérieurs des Formations de l'Oued Erdi et d'Ould Moïlid, séparées par un affleurement en évidence de quartzite arénitique, dénommée Formation de Oua Oua.

La Formation d'Oued Erdi héberge des présences connues de SMV, au sein du Groupe d'El Ghabra. Elle est constituée de schistes mélangés, ayant évolué à partir d'éléments volcanogéniques, et comprend des roches volcaniques basiques à intermédiaires et felsiques. Les roches volcaniques metabasiques à méta-andésitiques (prasinites) possèdent une apparence altérée vert terne à vert bleuâtre caractéristique, en raison d'une présence de chlorite et d'épidote, associées avec du quartz, du feldspath, et des quantités variables de pyrite et d'autres minéraux opaques. Les textures volcanoclastiques sont localement conservées. Un carbonate secondaire associé avec du quartz et de la chlorite est fréquent, et des lithologies plus basiques contiennent du talc. La méta-andésite est à grains fins, riche en épidote, avec du quartz, des feldspaths et des grains mafiques altérés. Certains des meilleurs affleurements de lithologies métavolcaniques se trouvent autour du village d'El Ghabra, immédiatement à l'ouest de la partie nord des collines de Oua Oua (Fig. 7). Des métadacites schistosées à grains fins hébergent un certain nombre de présences minérales au nord du village d'El Ghabra. Des textures clastiques sont localement préservées. Les roches sont localement phyllitiques, avec des cubes de pyrite au sein d'une matrice à grains très fins. Une épidote secondaire est fréquente. Des contributeurs précédents les ont interprétées comme des roches volcaniques métafelsiques. Des lits de quartzite mineur, au sein des schistes, sont également présents, et contiennent des veines de barytine. Ailleurs, la Formation de l'Oued Erdi est dominée par des schistes à quartz-séricite-hématite, caractérisés par une teneur variable en chlorite. Des horizons altérés de quartzite séricitique, de schistes pélitiques, et de schistes à chlorite, sont présents sur une échelle de plusieurs mètres, jusqu'à des dizaines de mètres, à proximité du sommet structural de l'unité des schistes mélangés, à proximité de Foum El Gleitat. L'âge minimum des roches métavolcaniques d'El Ghabra est établi par une datation à 680 Ma des granites en recoupement de la Suite de Kelbé (Pitfield et al., 2004).

Comme le Groupe d'El Harach, le Groupe d'El Fadra est de façon dominante une séquence métasédimentaire pélitique. Il est caractérisé par des éléments volcanoclastiques schisteux, et des roches sédimentaires épyclastiques avec des unités subordonnées de roches volcaniques felsiques à mafiques. Les types de roches les plus fréquentes sont les schistes à séricite et les phyllites, les micaschistes, les schistes arkosiques ou felsiques, les métasiltites schisteuses, les arénites felsiques, les grauwackes et les métatufs. Des carbonates, des quartzites, des prasinites et des métagabbros, sont localement présents. Les métasiltites

et les méta-arénites fines renferment localement de la pyrite disséminée. Les métagabbros sont fortement foliés, en structure semi-schisteuse, et sont interprétés comme des intrusions précoces (Pitfield et al., 2004).

Les veines de quartz, de même que des ensembles elliptiques plus grands (« barrières ») de quartz blanc sont fréquents, à travers l'ensemble de la zone d'affleurement du Groupe de Fadra, et sont généralement orientés N-S, avec des lentilles individualisées allant jusqu'à plusieurs centaines de mètres de longueur, et jusqu'à des dizaines de mètres d'épaisseur. Les barrières de quartz les plus grandes présentent de multiples injections d'un quartz clair et laiteux, fréquemment associé avec des failles cassantes. Les zones de veinage plus complexes, à quartz, carbonates, et hématite, sont probablement plus favorables aux présences d'or orogénique que les SMV. Aucun or visible n'a été repéré. De la muscovite, et des quantités mineures de pyrite, sont localement associées avec le quartz (Pitfield et al., 2004). En raison de la nature sédimentaire dominante des Groupes d'El Harach et d'El Fadra, ils ne sont pas considérés comme faisant partie des zones favorables aux SMV au niveau du sud des Mauritanides.

Le Complexe de Gorgol Noir

Le Complexe de Gorgol Noir est constitué d'ophiolites et de séquences de faciès de rift de marge continentale, divisées en trois groupes tectoniquement imbriqués, chacun possédant des lithologies caractéristiques (Fig. 7). Tout d'abord, la Suite supérieure ouest de Guidamaka est formée de gabbros massifs, associés avec des roches intrusives plus felsiques. La suite intrusive possède de nombreuses caractéristiques d'une association de plagiogranite, mais est altérée par voie métasomatique, et présente certains vestiges de croûte. En second lieu, le Groupe inférieur Est d'El Gueneiba est constitué d'un faciès de schistes verts supérieur à moyen, océanique lithosphérique, ou d'une association ophiolitique dominée par des roches metabasaltiques. Les roches metabasiques possèdent les caractéristiques d'un basalte tholéitique sous-marin, mais présentent une composition chimique plus alcaline, ou de transition intra-plaque. Enfin, le Groupe central de Gadel est interprété comme un mélange composé d'un ensemble de lithologies comprenant de la serpentinite et du quartzite (Pitfield et al., 2004). Il est constitué d'une association d'un faciès d'amphibolite moyen à inférieur, et d'un faciès de rift de marge continentale, imbriqués au niveau interne, et contenant des ensembles tectoniques majeurs du Groupe d'El Gueneiba. De plus il est, au niveau de l'extrême sud, intercalé sur le plan tectonique avec les roches sédimentaires para-autochtones déformées du Bassin de Taoudéni. Le mélange du Groupe de Gadel est situé structurellement en dessous, aussi bien qu'au-dessus, du Groupe d'El Gueneiba, ce qui permet de faire l'hypothèse que les roches métavolcaniques composent une, ou plusieurs, très grandes unités, sous la forme d'une klippe de front au sein du mélange (Pitfield et al., 2004).

Les lithologies au sein du Groupe de Gadel sont formées de deux associations majeures : 1) une association à dominante magmatique comprenant des roches ultramafiques (serpentinites), des metabasaltes, des jaspilites ferrugineuses, des amphibolites à grenats, des albitites, des métagabbros, des schistes verts, et des métacarbonates, et 2) une association métasédimentaire silicoclastique, constituée de quartzites à muscovite et à kyanite, avec ou sans grenat et staurolite, ainsi que des schistes à mica pélitiques. En raison du fait que le Groupe de Gadel est un mélange imbriqué tectoniquement, aucune succession lithostratigraphique ou tectonostratigraphique ne peut être définie. Toutefois, de façon générale, une succession simplifiée de serpentinites associées avec des schistes renfermant du talc, des schistes verts, des quartzites ferrugineux, des amphibolites et des jaspilites, évolue à l'ouest en direction de l'est en des quartzites à kyanite-staurolite-grenat et des micaschistes, des quartzites à muscovite, des schistes à muscovite, et des amphibolites locales (Pitfield et al., 2004). Les ensembles de serpentinite forment les

zones principales de relief élevé au sein du Groupe, et possèdent une grande variété d'apparences, ainsi qu'une minéralogie primaire et secondaire variable. Ils sont fréquemment surmontés de chapeaux de fer birbiritiques, présentant des chailles secondaires et des fractures remplies de carbonate, séparant les clastes de la serpentinite hôte. Les serpentinites sont habituellement englobées entre des quartzites mylonitiques, et de façon variable ferrugineux, et/ou des schistes à quartz-muscovite/séricite. Les schistes à talc forment de manière constante des ensembles lenticulaires faisant rarement plus de quelques centaines de mètres de longueur, et toujours situés dans une serpentinite encaissante. Les profils géochimiques des serpentinites suggèrent un environnement de formation intra-plaque, autre que d'arc. Des jaspilites ferrugineuses et des FFR subordonnées sont fréquentes au sein du mélange du Groupe de Gadel, et constituent des collines basses altérées, résistantes et noires. Elles sont essentiellement associées avec les schistes pélitiques, ainsi que des roches mafiques et ultramafiques (Pitfield et al., 2004).

Des roches volcaniques métamafiques moins répandues sont formées de schistes à quartz-chlorite, et de schistes verts à amphibole, quartz et plagioclases. L'ensemble des schistes à amphibole et/ou à épidote, des épidosites, et des schistes à chlorite, présente une composition chimique proche des basaltes tholéitiques, et possède des profils géochimiques qui sont caractéristiques des magmas d'intra-plaque. Des lentilles tectoniquement alignées d'amphibolites à grenats, et de pyroxénites, sont présentes, et contrastent avec d'autres roches mafiques et ultramafiques du Groupe. Elles présentent des profils géochimiques caractéristiques de roches d'arc volcanique lié à une subduction. Des schistes gneissiques quartzofeldspathiques, et des schistes feldspathiques à muscovite sont également présents, et sont considérés comme des couches granitiques hautement tectonisées, corrélées avec la Suite de Guidamaka. Les roches volcanoclastiques mafiques, interprétées comme des brèches de pillow lavas, et des schistes pélitiques, au sein du Groupe de Gadel, renferment des concentrations locales de malachite (Pitfield et al., 2004).

Aucune datation du zircon par U-Pb n'a été notée concernant les roches du Groupe de Gadel. Des âges incrémentaux par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, à partir de concentrés de hornblende et de muscovite, suggèrent que le refroidissement post-métamorphique s'est déroulé à la suite d'évènements tectonothermaux distincts, approximativement vers 700 à 720 Ma et 640 à 650 Ma (Dallmeyer et Lécorché, 1989). L'épisode le plus récent est lié à la collision continentale panafricaine, et correspond globalement aux datations U-Pb obtenues pour les suites syn et post-cinématiques de Guidamaka (665 Ma) et de Selibabi (637 Ma ; Pitfield et al., 2004). La muscovite contenue au sein des lithologies du Groupe de Gadel s'est refroidie en passant par la température de fermeture de l'argon, entre approximativement 570 et 595 Ma (Pitfield et al., 2004). Le mélange du Groupe de Gadel est interprété comme représentant une suture tectonique majeure. Les roches ultramafiques représentent une lithosphère océanique tectonisée. Elles sont fréquemment associées avec des jaspilites ferrugineuses et des roches métacarbonatées. Les roches mafiques présentent deux formations différentes : une suite comparable aux roches metabasaltiques du Groupe d'El Gueneiba (décrites ci-dessous), avec une composition chimique intra-plaque, tandis que les amphibolites présentent une composition plus typique d'une évolution d'arc volcanique, lié à une subduction. Leur association avec des turbidites distales est en cohérence avec leurs origines océaniques (Pitfield et al., 2004).

Le Groupe d'El Gueneiba est imbriqué avec, et localement englobé, au sein du Groupe de Gadel (Fig. 7). Il est caractérisé par des schistes calco-chloritiques, des schistes à chlorite±talc±amphiboles, et des metabasaltes déformés (pillow lavas et brèches), métamorphosés jusqu'au faciès greenstone moyen à supérieur. Le Groupe demeure indifférencié au sud des Mauritanides, à l'exception des successions intrusives de la Suite de Guidamaka (Fig. 7). Des lithologies moins fréquentes comprennent des phyllites à quartz-séricite, des schistes à chlorite-quartz, des metabasaltes déformés avec des regroupements de quartz-

carbonate associés avec des brèches de pillow lavas, des jaspilites ferrugineuses, des métakérotophyres, et du marbre massif à grains fins, avec des boules pyritiques. Des insertions locales de lithologies de FFR sont observées, et sont constituées de veines riches en fer, d'épaisseur millimétrique, avec de la magnétite et/ou de l'hématite séparées par des bandeaux siliceux plus épais de quartz et de chailles. Les veines de quartz sont extrêmement répandues, et un placage de veines de graviers quartziques couvre de larges parties de la zone d'affleurement (Pitfield et al., 2004).

Le profil géochimique des principales lithologies du Groupe d'El Gueneiba présente une grande variation de caractéristiques, en cohérence avec une origine alcaline d'arc volcanique, liée à la tectonique des plaques jusqu'à des contextes de subduction. La présence de pillow lavas au sein des roches volcaniques metabasaltiques permet de faire l'hypothèse d'un dépôt dans un contexte sous-marin. Le Groupe d'El Gueneiba est interprété comme étant constitué d'ophiolites fractionnées, en cohérence avec le reste du Complexe de Gorgol Noir. Des relations intrusives (?) avec les roches granitiques de la Suite de Guidamaka suggèrent un âge minimum de 665 ± 2.7 Ma (Pitfield et al., 2004).

La Suite de Guidamaka consiste en une succession de gabbros-granodiorites formant l'échelle de charriage la plus haute du Complexe de Gorgol Noir, et est localement mise en place au sein du Groupe d'El Gueneiba. Le type de roche dominant est un gabbro grossier à hornblende, présentant des lithologies plus felsiques, principalement constituées de tonalite-granodiorite, de grains moyens à grossiers. Les composants gabbroïques et granodioritiques se fondent l'un dans l'autre. Il s'agit principalement de roches massives, recoupées par des failles cassantes, localement remplies par des veines d'épidote. Les xénolithes de schistes metabasiques, de hornblendite, et de roche à quartz-épidote, sont localement abondantes, et assimilées de manière variable. Les profils géochimiques indiquent un contexte d'arc lié à une subduction. La relation de la suite de gabbros-granodiorites avec les autres groupes est incertaine. La suite gabbroïque est intensément déformée au niveau de ses bordures, et présente des textures observées dans l'ensemble du Complexe, permettant d'imaginer une mise en place avant, ou précocement, au cours de l'évolution tectonique. Le gabbro n'est pas une composante fréquente du mélange du Groupe de Gadel. C'est pourquoi le gabbro et les autres roches intrusives peuvent être génétiquement associées avec un arc magmatique allochtone calco-alcalin, représenté par le Supergroupe de Mbout (Pitfield et al., 2004).

Sur la base des descriptions ci-dessus, il existe de nombreuses caractéristiques des roches des Groupes de Gadel et d'El Gueneiba, telles que les basaltes en pillow lavas, les ensembles intrusifs cogénétiques mafiques et ultramafiques, les jaspilites ferrugineuses, les FFR, les roches volcanoclastiques renfermant de la malachite, ainsi que les schistes pélitiques, qui sont favorables aux dépôts SMV de type mafique (type Chypre). La présence de dépôts de chromite podiforme, et d'un certain nombre de présences connues de $\text{Cu} \pm \text{Au}$, accroît la probabilité de présence de séquences pétrographiques favorables. Les interprétations actuelles d'enchaînement, et d'origine des successions intrusives de la Suite de Guidamaka, font l'hypothèse qu'elles ne sont pas cogénétiques avec les Groupes de Gadel et d'El Gueneiba, et ne sont donc pas considérées favorables aux SMV de type mafique.

De nombreuses présences minérales métalliques sont observées dans le sud des Mauritanides, et comprennent, en plus des SMV, tout un ensemble de types de dépôts minéraux, tels que l'or orogénique (se référer à Goldfarb et al., à paraître), des oxydes de fer-cuivre-or (IOCG) semblables à Guelb Moghrein (IOCG Fernette, à paraître a), des dépôts de sulfures magmatiques renfermant Cu-Ni, et des éléments du groupe du platine, ainsi que des dépôts podiformes de chromite \pm éléments du groupe du platine (se référer à Taylor et al., à paraître). En raison du potentiel reconnu de la région, la zone a fait l'objet de nombreuses

campagnes d'exploration remontant aux premiers relevés du BRGM, à partir du milieu des années 1960 jusqu'au milieu des années 1970, suivis par différentes collaborations de l'OMRG avec le BRGM, et une société privée allemande, Otto Gold, au cours du milieu des années 1990. En 1995, les droits d'exploration de la zone de concession M40 étaient constitués d'une section de 20 000 kilomètres carrés des Mauritanides du sud, partant juste au nord des présences de Bou Zrabie et de Kadiar, jusqu'à la frontière avec le Sénégal. Leur travail a inclus les sédiments de cours d'eau, les concentrés à la batée, le relevé d'échantillons BLEG, des études détaillées de 28 potentiels, utilisant un prélèvement de sol superficiel, des tranchées/puits, un prélèvement d'échantillons d'éclats de roches, ainsi que des relevés géophysiques, et de la cartographie géologique. Des forages à circulation inverse (RC), soit 51 forages, pour un total de 4 180 mètres, ont été réalisés sur plusieurs cibles par l'intermédiaire de forages au diamant limités, à savoir cinq forages, pour un total de 808 mètres, au niveau de quelques sites. Plus de 20 000 échantillons géochimiques ont finalement été recueillis et analysés (Gunn et al., 2004). Grâce à ces différents programmes, les relations géologiques, de nombreuses présences minérales parmi les plus importantes ont été caractérisées. Gunn et al. (2004) fournissent d'excellentes descriptions d'un grand nombre de présences connues, sur la base des informations des études et du travail de terrain issus du programme 2003 du BGS. On trouvera ci-dessous leurs descriptions de plusieurs des présences les mieux connues de SMV mafiques bimodales (type Kuroko), ou felsiques bimodales, au sein du Supergroupe de Mbout, dans le sud de la Mauritanie, suivies par des descriptions de plusieurs des présences les mieux connues de SMV de type mafique (type Chypre), au sein du Complexe de Gorgol Noir, avec quelques modifications mineures. Lorsqu'il y a lieu, des observations supplémentaires, ainsi que des données provenant du travail de terrain d'octobre 2007, réalisé par l'USGS, sont apportées. Le résultat des analyses géochimiques est présenté dans le Tableau 2.

Présences de SMV mafiques bimodales (type Kuroko) ou felsiques bimodales au sein du Supergroupe de Mbout, au sud des Mauritanides

La présence de Bou Zrabie

Le potentiel de Bou Zrabie est situé dans le quart nord-ouest de la feuille de la carte à l'échelle 1/200 000^{ème} de Mbout, à environ 40 kilomètres au nord-ouest de Barkéol (Fig. 7). Il consiste en un mince horizon de minéralisation de Ba-Mn stratiforme, avec un enrichissement associé en Cu, Zn, Pb, Ag et Au. Il est hébergé par des roches métavolcaniques à dominante felsique de la Formation d'Ouechkech, appartenant au Supergroupe de Mbout. Le sommet ferromagnésien oxydé, au niveau de la zone minéralisée principale, forme un relief bas en évidence, de direction approximative nord nord-ouest, d'environ 400 mètres de long, et jusqu'à 100 mètres de large. L'horizon minéralisé est visible de manière intermittente sur presque trois kilomètres en ligne droite, et présente un pendage de 40 à 50° vers le sud-ouest. Il est visible au niveau d'alignements de collines de quartz hématitique, avec une fréquente direction des structures parallèles à des veines boudinées de quartz, allant jusqu'à un mètre d'épaisseur. Des zones localisées comprennent des veines de quartz en discordance, et des brèches de veines quartziques. Aucun sédiment renfermant de la barytine n'a été identifié dans les zones à l'écart de la présence principale. Des failles discordantes tardives, de direction 030°, 060° et 100°, marquent en plusieurs points des ruptures de la stratigraphie. Elles sont associées à des stockworks de veines de quartz contenant localement de l'hématite (Gunn et al., 2004).

Les premières investigations systématiques au niveau de Bou Zrabie ont été menées par le BRGM à la fin des années 1960 (BRGM, 1975). Cela comprenait des tranchées, des puits, un prélèvement détaillé d'échantillons de sol, et a montré la nature polymétallique de la minéralisation. Des tranchées supplémentaires, réalisées par OMRG et Otto Gold en 1989-1990, ont confirmé les enrichissements en Mn,

Ba, Pb, Zn, Cu et Ag, et identifié des valeurs significatives d'Au, comprenant jusqu'à 3 300 ppb sur un intervalle de deux mètres dans l'une des tranchées (OMRG – Otto Gold, 1990). D'autres études détaillées ont été menées par le BRGM – OMRG en 1993-94 (BRGM, 1995). Ces études ont inclus une cartographie géologique détaillée sur une direction de trois kilomètres de long, et des tranchées à des intervalles de 50 mètres le long de la direction. Ces investigations ont révélé de considérables variations latérales et verticales d'épaisseur et de continuité des roches hôtes, au niveau de l'horizon stratiforme à Mn-Ba. Cette couche est fréquemment de un à deux mètres d'épaisseur, bien que localement elle soit épaissie par les plissements jusqu'à douze mètres. Ailleurs, elle forme deux ou trois couches d'une épaisseur totale maximum de 2,8 m. Les roches encaissantes varient de schistes séricitiques (tufs), à des tufs chloritiques et des quartzites pyritiques. Les variations lithologiques ont été interprétées comme reflétant les variations de faciès d'origine, à une période de minéralisation effusive. L'enrichissement en or a été identifié dans plusieurs zones des tranchées, y compris au niveau du chapeau de fer principal, et avec des veines de quartz, ainsi qu'au sein du quartzite pyritique. Plusieurs valeurs entre deux et dix ppm d'Au ont été signalées, avec localement des valeurs élevées en Ag (maximum 600 ppm). Aucun indice clair d'enrichissement syngénétique en Au n'a été trouvé, et il a été remarqué que plusieurs tranchées riches en or sont situées à proximité de failles tardives en discordance, avec des veines de quartz associées qui perturbent la stratigraphie en plusieurs endroits. Par conséquent, une origine épigénique de l'or ne peut pas être exclue (Gunn et al., 2004).

De nouvelles études détaillées, menées par le BRGM et l'OMRG en 1994-95, ont comporté des tranchées supplémentaires, des relevés magnétiques de polarisation IP, et SP, ainsi que des forages (BRGM, 1995). Deux forages inclinés avec carottage (179 mètres au total) ont été forés en dessous des zones riches en or trouvées dans les tranchées, et pour tester la source des anomalies de polarisations IP, en dessous de l'affleurement central principal. Les données géochimiques provenant du forage BZS1 ont généralement montré de faibles valeurs d'Au (de 150 à 340 ppb), au sein du principal horizon à Ba-Mn, mais des valeurs quelque peu supérieures (jusqu'à 600 ppb sur un mètre) au sein des tufs chloritiques, avec de la barytine disséminée, à environ sept mètres en dessous du principal horizon à Ba-Mn. De la même manière, des valeurs d'Au généralement basses ont été signalées, au sein du principal horizon du forage SBZ2. Toutefois, dix mètres en dessous de ce niveau, des valeurs élevées d'or ont été notées (trois mètres à une teneur de 1,8 ppm d'Au) au sein d'une zone fracturée et plissée de tufs chloritiques, riches en oxydes de fer, et avec des bandes étroites riches en barytine (Gunn et al., 2004).

L'exploration la plus récente, au niveau de Bou Zrabie, a été réalisée en 1996-97 par General Gold International (GGI) (General Gold International, 1997). La société a conduit un prélèvement complet d'échantillons sur un quadrillage de cinq kilomètres de longueur, parallèle à la direction des structures. Le résultat des analyses géochimiques de sol a notamment montré un enrichissement significatif en Ba, sur plus de trois kilomètres. Au sein de la zone, les anomalies en Cu, Pb, Zn et As coïncidentes, sont observées sur des superficies limitées, mais sont beaucoup plus visibles à proximité de l'affleurement central de 400 mètres de long. La teneur en or est également localement élevée dans les sols, atteignant un maximum dans la zone entourant l'affleurement central. Des relevés magnétiques et électromagnétiques détaillés ont également été réalisés. Les données magnétiques ont bien délimité la minéralisation, et souligné de nombreuses failles tardives en recoupement. Les relevés électromagnétiques ont identifié une zone conductrice d'environ 700 mètres de longueur, avec la plus grande conductivité située en-dessous de l'affleurement central principal. Deux lignes de polarisation IP ont été mesurées, dans la partie sud du quadrillage, pour étudier les anomalies magnétiques de grande amplitude. Toutefois, ni des anomalies IP, ni des conducteurs électromagnétiques n'ont été identifiés dans le secteur (Gunn et al., 2004).

Des forages au diamant et en circulation inverse (RC) (douze forages, pour un total de 1 517 mètres), effectués par GGI, ont étudié ces anomalies de sol, et le corps conducteur révélé par les relevés électromagnétiques dans la zone centrale. Cela a confirmé la présence d'un mince ensemble (de un à deux mètres) de sulfures massifs (chalcopryrite et sphalérite) de minéralisation stratiforme, associée avec de la barytine et de l'hématite. Les valeurs pour l'or ont été très variables, avec un maximum de 1,5 ppm sur un mètre. Les valeurs maximum pour Zn et Cu ont été respectivement sur un mètre, à une teneur de 1,4 %, et sur trois mètres, de 1,97 % (Gunn et al., 2004).

L'étude de terrain du potentiel de Bou Zrabie, par le BGS, a confirmé que la principale zone visible de minéralisation est constituée d'un sommet siliceux à oxyde ferromagnésien, évoluant latéralement vers l'est en une zone en pente, de schistes riches en barytine au sein de roches à dominante métavolcanique (?), recristallisée felsique. Des veines à épidote, contrôlées par des fractures sont très répandues, à la fois dans le sommet siliceux, et dans la partie immédiatement à proximité des roches métasédimentaires. Localement, des plaques centimétriques, de couleur orange-rose, au sein des schistes renfermant la barytine, peuvent être la trace laissée par une ancienne altération à feldspaths potassiques (Gunn et al., 2004).

Des études de terrain des présences du Sud de Bou Zrabie, et de Bou Zrabie 1, (comme cité par Marsh et Anderson, à paraître) ont été conduites par l'USGS en novembre 2007. La description ci-dessus, par le BGS, de la « zone centrale » est cohérente avec les relations observées au niveau du sud de Bou Zrabie. Le chapeau de fer à veines de quartz, décrit comme étant situé à trois kilomètres au nord, est cohérent avec nos propres observations au niveau de Bou Zrabie 1. Le sommet riche en oxyde de fer et silice, du sud de Bou Zrabie, est recoupé par deux tranchées de direction est.ouest. Une à proximité de l'extrémité sud de l'affleurement, et l'autre à proximité de l'extrémité nord, qui met au jour des schistes à quartz-muscovite±barytine à fort pendage vers l'ouest de direction 350°. D'abondantes veines massives à spéculaires d'hématite-quartz±barytine, recoupant un oxyde de fer en quantité variable, et des schistes felsiques altérés en épidote, sont les caractéristiques les plus notables de l'affleurement (Fig. 8a-e). Deux minces lentilles riches en barytine (trente centimètres et sept centimètres séparés par un mètre de schiste) sont observées dans la tranchée nord, et contiennent une fluorine bleue mineure. Aucun minéral de sulfure n'a survécu à l'oxydation de l'affleurement. Les données géochimiques des échantillons prélevés au sud de Bou Zrabie, et à Bou Zrabie 1, sont présentées dans le Tableau 2. On remarquera que les échantillons du sud de Bou Zrabie contiennent 0,5 à 2 ppm d'au, 3 à 35 ppm d'Ag, et 1,1 à 3,8 % de Pb, en même temps que des valeurs anormalement élevées en Ba, Mn, et Sb. Les valeurs de Cu et Zn sont anormales, mais inférieures à 1 000 ppm. La figure la plus remarquable des deux échantillons prélevés au niveau du chapeau de fer, à veines de quartz, de Bou Zrabie 1, (Fig. 9a-b) est un Ba anormalement élevé, et environ 19 à 22,6 % de teneur en Mn. Les valeurs élevées en Ce, de l'ensemble des échantillons, sont interprétées comme un indice de l'origine marine effusive des intervalles minéralisés des deux présences.

Des textures volcanoclastiques sont observées sur l'affleurement au niveau du sommet d'une colline basse du sud de Bou Zrabie, et évoluent rapidement vers l'est, de schistes orange aplatis et friables (probablement des méta-tufs), puis à travers une zone de veines de quartz dans des roches métasédimentaires riches en quartz et de couleur beige, à environ 300 mètres à l'est de la colline (Fig. 10). Des datations U-Pb, des zircons détritiques provenant de cette roche métasédimentaire, ont indiqué un âge de dépôt maximum de 567 Ma (Bradley et al., à paraître), ce qui est en contradiction avec un âge minimal pour la Formation d'Ouechkech, appartenant au Groupe d'El Mseigguem de 637±5 Ma, tel que décrit ci-dessus (Pitfield et al., 2004).



Figure 8a. Photographie de schiste felsique fin et friable à quartz et muscovite±barite, dans la tranchée sud au niveau de Bou Zrabie.



Figure 8b. Photographie d'une veine massive d'hématite-quartz-carbonate au niveau de la tranchée nord du sud de Bou Zrabie.



Figure 8c. Photographie en direction du sud, le long de l'axe de la colline à partir de la tranchée nord au niveau du sud de Bou Zrabie.



Figure 8d. Lentille de barytine massive de trente centimètres d'épaisseur dans la tranchée nord au niveau du sud de Bou Zrabie.



Figure 8e. Photographie en direction du nord au niveau de l'extrémité nord de la colline du sud de Bou Zrabie. La coloration verdâtre à proximité du marteau est une altération d'épidote. On remarquera des veines de barytine tardive d'échelle centimétrique à droite au premier plan.

En résumé, la minéralisation stratiforme polymétallique de sulfures et barytine est largement développée au niveau de Bou Zrabie, au sein d'une séquence de schistes à quartz-chlorite-séricite±barytine et de rhyolite. Les valeurs se sont plus ou moins enrichies à travers l'ensemble de la section, culminant à 3 à 6 % autour, et au sein, de la zone de sulfures massifs. Cette dernière est formée d'une ou deux zones minces de pyrite-sphalérite-chalcopryrite produisant localement des valeurs de 1 à 2 % de Cu, Pb, et Zn. Le zinc est enrichi à des niveaux d'environ 2 000 ppm sur un intervalle de 15 à 25 mètres de large. Le contrôle de la répartition de l'or dans la zone de Bou Zrabie n'était pas clair. Les valeurs élevées, signalées de manière sporadique à la surface, sont probablement dues à un enrichissement supergène. Dans les carottes de forage ou dans les tranchées, les valeurs d'Au ne sont pas corrélées à l'abondance totale en métal. Il a été fait l'hypothèse que l'introduction et/ou une remobilisation d'Au, liée à l'écoulement de fluides, ainsi que des veines de quartz associées avec des événements tectoniques tardifs, sont probablement des contrôles importants. Ailleurs dans le secteur, des veines de quartz et des barrières de quartz affleurantes, principalement en concordance avec la direction régionale des structures, sont abondantes, et montrent l'importance de l'extension et de la circulation des fluides dans la région. Toutefois, il faut remarquer que GGI a conduit un programme de prélèvement d'échantillons de veines de quartz dans la région, et n'a pas réussi à identifier d'anomalies significatives en Au (Gunn et al., 2004).

Tableau 2. Données géochimiques d'éléments sélectionnés correspondant aux échantillons prélevés au niveau des présences de SMV de Mauritanie pendant la campagne de terrain de l'USGS de novembre 2007. Données de quatre digestions ICP-AES-42 à l'acide, à l'exception d'Au, qui a fait l'objet d'analyses à la flamme ICP-AES.

Field No.	Mineral occurrence	Host Rock	Sample Description	Au ppm	Fe %	Ag ppm	As ppm	Ba ppm	Bi ppm	Cd ppm	Ce ppm	Co ppm	Cr ppm	Cu ppm	Mn ppm	Mo ppm	Ni ppm	Pb ppm	Sb ppm	Te ppm	W ppm	Zn ppm
CT07RIM49-1	El Aouidja	Gueneiba Gp-Oued Amour Fm	malachite-quartz veined goethite	0.022	23.9	21	24	74	0.4	0.3	0.85	5.6	16	73200	3780	1.19	89.1	57.8	0.17	0.3	0.5	78
CT07RIM50_1	Kadiar #1	Gadel Gp	silicified chlorite schist or quartzite	0.012	2.52	<1	13	64	<0.04	<0.1	1.27	63	802	70.2	453	0.25	388	3.6	0.13	<0.1	7	44
CT07RIM50_2	Kadiar #1	Gadel Gp	silicified chlorite schist or quartzite	0.021	3.01	<1	23	334	<0.04	<0.1	1.72	25.5	433	25.8	2320	0.45	557	3.5	0.24	<0.1	4.2	32
CT07RIM51_1	Kadiar #1	Gadel Gp	silicified chlorite-sericite-carbonate schist	<0.005	0.66	<1	<1	281	<0.04	<0.1	9.36	5	6	17	313	0.13	23.2	4.7	<0.05	<0.1	0.1	11
CT07RIM52_1	Kadiar #1	Gadel Gp	jaspilite	2.46	23.6	2	12	68	1.99	1.2	4.76	25.9	84	362	579	1.6	612	126	13.9	1.2	2.8	2200
CT07RIM52_2	Kadiar #1	Gadel Gp	talc schist breccia	0.034	7.08	<1	5	28	<0.04	0.3	0.65	51	151	2270	397	0.98	524	9.9	0.17	<0.1	<0.1	584
CT07RIM53_1	Kadiar #1	Gadel Gp	malachite coated silicified gossan breccia	0.314	33.3	<1	57	106	0.19	0.7	2.65	244	27	41900	2740	3.98	1310	70.1	2.79	0.3	<0.1	2010
DC07RIM24_1	Kadiar #1	Gadel Gp	gossan	0.364	34.8	<1	46	41	0.28	0.9	6.4	334	19	12700	1570	4.27	1000	52.6	3.65	0.5	0.2	1880
DC07RIM25_1	Kadiar #1	Gadel Gp	quartz vein	0.007	0.24	<1	5	37	<0.04	<0.1	0.37	2.8	236	3.7	197	0.07	34.7	3.7	0.14	<0.1	0.3	4
DC07RIM26_1	Oumou Kadiar	Gadel Gp	quartz vein	0.068	0.51	<1	<1	59	<0.04	<0.1	4.48	3	151	4.4	175	<0.05	5.9	3.5	<0.05	<0.1	<0.1	3
CT07RIM54-3	Bou Zrabie Sud	El Mseigguem Gp-Ouechkech Fm	epidote altered muscovite schist	0.936	0.96	3	984	868	0.05	0.8	44.3	1	2	962	297	3.11	3.1	38100	2.05	<0.1	0.7	915
CT07RIM54-4	Bou Zrabie Sud	El Mseigguem Gp-Ouechkech Fm	barite-hematite schist	0.512	2.83	35	45	3660	0.16	0.9	26.2	1.2	3	325	20700	11.1	1.6	11000	1.39	0.1	1	449
CT07RIM54-7	Bou Zrabie Sud	El Mseigguem Gp-Ouechkech Fm	massive barite-fluorite	2.07	0.21	14	14	4730	0.12	6.4	33.5	0.4	1	319	303	0.35	1.6	3040	1.52	<0.1	1	476
CT07RIM54-8	Bou Zrabie Sud	El Mseigguem Gp-Ouechkech Fm	massive barite	0.194	4.39	<1	48	1870	0.05	2.6	33	0.5	3	116	3050	0.62	1.2	5110	42.6	<0.1	7.7	458
CT07RIM56_1	Bou Zrabie 1	El Mseigguem Gp-Ouechkech Fm	quartz veined gossan	0.023	3.66	<1	85	9200	<0.04	1.3	7.82	4.7	3	7.8	179000	6.28	0.8	32.9	1.54	<0.1	0.4	72
CT07RIM56_2	Bou Zrabie 1	El Mseigguem Gp-Ouechkech Fm	Fe-silica-carbonate gossan	0.015	2.61	<1	46	9050	<0.04	0.9	20.5	2.2	7	17.9	226000	4.26	2.4	19.8	0.69	<0.1	3.6	53
CT07RIM57-1	Naaj	El Ghabra Gp-Oued Erdi Fm	quartz -Fe oxide vein breccia	0.013	5.04	<1	8	205	1.83	0.1	23	3.1	18	22.5	672	65.2	6.5	25.1	2.74	0.7	1.1	7
CT07RIM57-3	Naaj	El Ghabra Gp-Oued Erdi Fm	massive Fe oxide gossan	0.008	5.79	<1	23	294	1.81	<0.1	71.2	2.1	35	14.7	420	6.63	5.1	66.3	2.7	0.6	1.3	6
CT07RIM58_1	Ouechkech	El Mseigguem Gp-Bathet Jmel Fm	barite-Mn oxide	0.008	5.51	<1	6	2660	0.16	<0.1	0.96	0.4	1	34.8	2280	5.28	2.2	97.7	7.69	<0.1	11.2	6
CT07RIM58-2	Ouechkech	El Mseigguem Gp-Bathet Jmel Fm	quartz veined hematite and Mn oxides	0.011	7.56	<1	31	>10000	0.06	0.7	15.1	5.8	4	4.4	154000	2.93	1.1	91.3	4.46	<0.1	4.2	132
CT07RIM58-3	Ouechkech	El Mseigguem Gp-Bathet Jmel Fm	chlorite schist	<0.005	1.93	<1	1	8540	0.08	<0.1	67.7	3.3	2	8.9	924	0.52	3.7	11.3	0.36	0.1	2.5	89
GB07RIM69A	Vararate Nord	El Fadra Gp-Oued Kav Fm	quartz sericite vein	<0.005	0.16	<1	<1	202	<0.04	<0.1	3.46	1.9	1	3	268	0.2	2.4	5.1	0.08	<0.1	1.2	2
GB07RIM70B	Vararate West	El Fadra Gp-Oued Kav Fm	quartz vein	0.118	0.11	2	4	5470	0.21	<0.1	1.73	2	4	26	440	0.51	1.5	203	0.37	<0.1	41.4	18
GB07RIM71A	Vararate Centre	El Fadra Gp-Oued Kav Fm	quartz-visible gold-pyrite-sericite vein	34.7	5.61	2	8	64	27.1	<0.1	4.14	26.9	41	218	83	11.9	23.9	20.3	2.22	6.7	133	11
GB07RIM71B	Vararate Centre	El Fadra Gp-Oued Kav Fm	quartz-visible gold-pyrite vein	8.59	7.93	<1	12	66	4.17	<0.1	3.06	64.5	45	64.3	176	1.4	63.5	20.7	2.35	7.3	83.4	19
GB07RIM71C	Vararate Centre	El Fadra Gp-Oued Kav Fm	quartz-pyrite vein	0.063	0.1	<1	2	32	0.35	<0.1	0.7	0.7	5	17.2	55	<0.05	1.6	13.2	0.08	<0.1	74.9	3
GB07RIM71D	Vararate Centre	El Fadra Gp-Oued Kav Fm	quartz-visible gold-pyrite-sericite vein	65.9	9.38	<1	9	98	12.5	<0.1	23.4	37.7	23	25.6	155	0.87	37.8	11.8	0.6	11.3	38.8	12
GB07RIM76A	M'Bout Nord	El Mseigguem Gp-Bathet Jmel Fm	massive manganese oxide	0.039	1.16	<1	298	>10000	1.71	1.5	176	17.1	27	58	337000	118	28	128	1390	0.2	119	378
GB07RIM76C	M'Bout Nord	El Mseigguem Gp-Bathet Jmel Fm	muscovite schist	0.018	2.39	<1	30	3090	0.29	<0.1	100	6	14	15.2	3630	1.5	4.5	12.4	15.1	<0.1	17.8	70
GB07RIM77A	M'Bout	El Mseigguem Gp-Bathet Jmel Fm	quartz/manganese oxide	0.036	2.05	<1	<1	744	0.09	0.5	3.05	1.3	20	28.7	22200	1.4	1.5	103	2.82	<0.1	22.6	104
GB07RIM77B	M'Bout	El Mseigguem Gp-Bathet Jmel Fm	quartz/manganese oxide	0.025	22.7	<1	<1	6190	0.15	2.2	6.79	10.8	14	<0.5	25700	0.82	0.8	40.3	1.16	<0.1	15.8	585
GB07RIM77C	M'Bout	El Mseigguem Gp-Bathet Jmel Fm	quartz/manganese oxide vein	0.244	16.4	<1	1	>10000	0.57	0.4	2.32	1.2	102	24.8	6040	0.4	0.9	32	2.94	<0.1	153	83



Figure 9a. Affleurement de chapeau de fer à veines de quartz-barytine au niveau de Bou Zrabie 1. Vue en direction du sud, le long de l'axe du chapeau de fer. La présence du sud de Bou Zrabie est visible au niveau de la ligne d'horizon.



Figure 9b. Plan rapproché de chapeau de fer à veines de quartz-barytine au niveau de Bou Zrabie 1.



Figure 10. Affleurement de la Formation d'Ouechkech. Roche métasédimentaire volcanogénique riche en quartz, 300 mètres à l'est de la présence du sud de Bou Zrabie. Âge maximum de 567 Ma pour le zircon détritique, par la méthode U-Pb.

La présence de Mbout

Les présences de minéralisation stratiforme à $Mn \pm Ba$ sont observées dans la direction des structures, sur une longueur d'environ quinze kilomètres, s'étendant vers le nord, à partir d'environ six kilomètres à l'est de la ville de Mbout (Fig. 7). Elles sont hébergées par une séquence de roches métasédimentaires (chailles, siltites et grès) sous-tendues par des schistes à quartz et mica (méta-rhyolite), appartenant à la Formation de Bathet Jemel. Cette zone a été tout d'abord étudiée par le BRGM, à la fin des années 1960, mais les premières investigations systématiques détaillées ont été menées par l'OMRG en 1984-85. De la même manière qu'à Bou Zrabie, la minéralisation montre un large spectre de variations latérales de forme et de texture, y compris des variantes massives, marbrées, siliceuses, pyritiques, et hébergées dans des brèches. La minéralisation est constituée d'un horizon d'une épaisseur de deux à cinq mètres, riche en Mn, avec de la barytine et des traces de malachite, magnétite, hématite et gahnite. Elle est inclinée vers l'ouest de 10 à 30°, et est associée avec une zone coïncidante de cisaillement et de fractures en compression. Des veines de quartz mylonitiques bréchiées, et de la silicification, sont largement répandues à la base du mur, particulièrement au sud de la zone. Une analyse des échantillons de roches, et de sédiments des cours d'eau, a confirmé une signature polymétallique identique à celle de Bou Zrabie, avec des valeurs anormales de Cu, Zn, Pb et Ag, accompagnées localement d'As, de Mo et de Sb. Des anomalies sporadiques d'Au ont également été repérées au sein des sédiments de cours d'eau, à proximité de la minéralisation stratiforme polymétallique.

Le BRGM a entrepris deux phases principales de travail dans cette zone, entre 1993 et 1995 (BRGM, 1994 et 1995). Cela a compris une cartographie géologique détaillée, un prélèvement d'éclats de roches, et un prélèvement d'échantillons de lits de cours d'eau, sur une superficie de 140 km². Ce travail a révélé une rupture de la minéralisation stratiforme par déformation : localement, la couche de Mn principale

présente un épaississement par plissement, parfois doublé par un chevauchement, mais, plus fréquemment, un cisaillement ou un chevauchement ont détaché cette couche, de telle manière qu'elle peut seulement être suivie sur une distance d'environ quatre kilomètres, sur un total cartographié de quinze kilomètres en ligne droite. Un prélèvement systématique d'échantillons au niveau des tranchées (39 au total) n'a pas permis d'identifier de valeurs d'Au significatives, avec un maximum de 600 ppb sur deux mètres. Toutefois, des études complémentaires des anomalies de lits de cours d'eau pour l'or, ont repéré un enrichissement d'Au (3,1 ppm sur deux mètres) dans les mylonites siliceuses, associées avec des zones de cisaillement en discordance, à proximité du principal intervalle minéralisé. De plus, des échantillons plus détaillés de lits de cours d'eau ont confirmé la large dispersion de l'or dans la zone, avec quatre anomalies principales définies à l'ouest, et au sud-est, de la présence principale de Mn-Ba, dans des zones sous-tendues par des roches métasédimentaires.

GGI a par la suite entrepris un programme de forages par circulation inverse (RC), à faible profondeur, pour évaluer la minéralisation stratiforme visible, de possibles veines de quartz du mur de base, et des zones de géochimie anormale pour l'or (General Gold International, 1997). La société a procédé à dix forages par circulation inverse (RC), pour un total de 660 mètres, mais n'a pas réussi à identifier de valeurs significatives d'or ou de métaux de base. Le point de recoupement le meilleur a été de deux mètres, à une teneur de 115 ppb d'Au, entre 24 et 26 mètres au niveau du forage PDMB 10, à proximité de l'extrémité nord de la minéralisation visible.

L'analyse géochimique des échantillons prélevés en 2007 par l'USGS, au niveau des présences de Mbout, et du nord de Mbout, est présentée dans le Tableau 2. À l'exception de valeurs élevées en Ba et en Mn (jusqu'à 33,7 pourcent), les échantillons montrent uniquement des enrichissements mineurs en As, Mo, et Sb. Des échantillons de roche hôte massive à oxydes de barytine-manganèse, et de schistes à muscovite, présentent des valeurs de Ce élevées, en cohérence avec une évolution à partir d'eau de mer, par opposition à des échantillons riches en quartz, pouvant indiquer une mobilisation hydrothermale au sein de veines.

La présence d'Ouechkech

Une minéralisation a été découverte par GGI à Ouechkech, pendant la reconnaissance régionale de 1995-96 (General Gold International, 1997). Cette présence est formée d'une colline en relief, d'environ 80 x 50 mètres, constituée d'une roche minéralisée massive stratiforme à barytine-Fe-Mn, entourée de schistes à pyrite et à chlorite, attribuée à la Formation de Bathet Jmel. Elle est localisée à environ vingt kilomètres au nord le long de la direction des structures à partir des présences à Mn-Ba de Mbout (Fig. 7). Des veines et des brèches sont très répandues. La minéralisation visible a été affectée par une déformation complexe multiphasées, qui s'est plissée, et a provoqué des ruptures au sein de rubanements de barytine d'échelle millimétrique à centimétrique, et de minéralisations d'oxydes ferromagnésiens. Des plis isoclinaux de petite taille (de millimétrique à décimétrique) sont tronqués par des fractures ultérieures, des cisaillements, et des veines de quartz, de telle façon que la continuité latérale de la minéralisation est limitée. Le prélèvement de roches effectué par GGI a fourni des valeurs hautement anormales de Pb, Zn, Ba et As, mais aucune valeur significative d'Au. GGI a réalisé trois forages à circulation inverse (RC), pour une longueur totale de 140 mètres, pour étudier l'extension souterraine de la minéralisation visible. Cela a confirmé que la minéralisation avait été intensément plissée, et était associée avec des valeurs anormales de Pb, Zn, Ba et As, mais sans valeurs connexes élevées en Au. Il est fait l'hypothèse que les forages limités conduits par GGI pourraient avoir été mieux ciblés, puisqu'ils n'ont réussi à recouper aucune minéralisation aussi épaisse que celle visible au niveau de la colline principale. Toutefois, la complexité structurale de cette zone peut

aussi exclure toute extension significative de la minéralisation visible, soit dans la direction du pendage, soit dans la direction de la structure, et donc l'intérêt économique de ce potentiel est faible.

Un examen de terrain de la présence d'Ouechkech, menée en novembre 2007 par l'USGS, a confirmé la description du BGS présentée ci-dessus (Fig. 11a-b). La totalité de l'affleurement apparaît être formé tectoniquement de barytine rubanée, et d'oxydes ferromagnésiens recoupés ultérieurement par des veines de quartz. Des analyses géochimiques des échantillons, prélevés à partir de la présence, ont indiqué une teneur élevée en Ba et en Mn, allant jusqu'à 15,4 %. L'ensemble des autres métaux d'intérêt économique est seulement présent à des concentrations légèrement anormales (Tableau 2).



Figure 11a. Vue à partir du sud de la présence d'Ouchkech.



Figure 11b. Photographie des oxydes ferromagnésiens tectoniquement rubanés sur le côté est de la présence d'Ouechkech recoupée par des veines de quartz tardives.

La présence de Harach

Une autre présence mineure de minéralisation stratiforme de Mn-barytine-limonite a été découverte par GGI à Harach (Fig. 7), à un niveau stratigraphique semblable à celui du potentiel d'Ouechkech, environ treize kilomètres au sud (General Gold International, 1997). À Harach, la minéralisation est visible au niveau d'un affleurement bas, d'environ quarante mètres de long, et de quinze mètres de large. GGI a repéré une teneur significative en Ba (jusqu'à 23 %) et en As (jusqu'à 1400 ppm), au sein des échantillons d'éclats de roches provenant des chenaux de deux mètres. Des enrichissements mineurs connexes en Pb et Zn ont été signalés, mais les valeurs en Au ont été uniformément basses.

La présence du Sud de Vararate

En 1995-96, GGI a identifié une teneur dans le sol anormalement élevée en Ba et Au, s'étendant sur environ 600 mètres en direction nord-sud à l'extrémité sud du quartzite de Vararate (General Gold International, 1997). Au sud de Vararate (Fig. 7), des enrichissements mineurs en Cu, Pb et Zn ont aussi été observés. Cette anomalie comprenait des affleurements de barytine stratiforme, rubanée blanche et grise, visible sporadiquement sur une distance d'environ 500 mètres, intercalée, et sous-tendant un alignement de collines de quartzite à sérécite. Elle est elle-même sous-tendue par des grès métamorphisés, des siltites, et du quartzite. Des plis ouverts locaux à petite échelle sont présents au sein des lits de barytine, qui ont généralement un pendage vers l'ouest d'environ 30°, avec une direction entre 350° et 005°. Des veines de quartz, fréquemment hématitiques, sont très épanchées au sein des quartzites de cette zone. Elles sont essentiellement concordantes avec la direction des roches encaissantes, et peuvent atteindre des largeurs de plusieurs mètres. Une autre tendance évidente est orientée approximativement dans la direction 305°. GGI a

creusé huit tranchées à travers la barytine exposée, sur une longueur de 600 mètres en ligne droite. Des valeurs de Ba entre 20 et 30 % ont été enregistrées dans chacune des tranchées, associées avec des enrichissements locaux en Au (maximum 550 ppb), Pb (maximum 6 500ppm) et Zn (maximum 4 300 ppm). GGI a réalisé cinq forages par circulation inverse (RC), pour un total de 390 mètres, le long de trois sections sur une distance en ligne droite de 310 mètres. De l'horizon riche en barytine, localement accompagné de valeurs élevées de Pb (maximum 2 460 ppm). Des valeurs élevées sporadiques d'Au, jusqu'à un maximum de 450 ppb sur un mètre, ont été signalées, en association avec les veines de quartz.

La présence de l'ouest de Vararate

Une minéralisation de barytine stratiforme a été découverte par Otto Gold, à l'ouest de Vararate (Fig. 7), immédiatement à l'ouest du potentiel central de Varate (OMRG – Otto Gold, 1990). La recherche a identifié des valeurs anormales d'Au (jusqu'à 855 ppb), de Cu, de Zn et de Pb, au niveau de la partie supérieure des couches riches en barytine. La minéralisation visible est formée de deux affleurements majeurs de barytine finement litée (d'échelle centimétrique), espacés d'environ 800 mètres, jusqu'à six mètres de large, avec un pendage vers l'ouest d'environ 35°. Des vides colorés par de la limonite, remplaçant de la pyrite, sont localement présents au sein de la barytine.

Des études complémentaires ont été menées par GGI en 1996-97 (General Gold International, 1997). La société a repéré une valeur anormale du Pb, en association avec les valeurs élevées en Au et Ba de la zone supérieure. GGI a effectué un forage unique par circulation inverse (RC), sur une longueur de 100 mètres, qui a montré la continuité de la minéralisation en profondeur, avec quatre mètres à une teneur de 24 % en Ba, entre 40 et 44 mètres, associés avec un enrichissement en or sur 14 mètres, culminant à 430 ppb d'Au sur un échantillon unique de deux mètres. Toutefois, la valeur d'Au la plus élevée a été signalée en provenance d'un échantillon de un mètre, présent au niveau de veines de quartz apparentes, dans la limite immédiatement supérieure de la minéralisation stratiforme. La couche minéralisée est observée au sein de la Formation de l'Oued Kav, surmontée par des quartzites, avec de la siltite, du grès et des chailles, avec une pyrite mineure, et des veines de quartz dans l'encaissant inférieur.

En novembre 2007, un travail de terrain et un prélèvement d'échantillons limité ont été conduits par l'USGS, au niveau des présences du nord, du centre et de l'ouest de Vararate. Au niveau du centre de Vararate, des recoupements de veines de quartz se sont multipliés au sein du quartzite (Fig. 12a), et des schistes à quartz et à séricite ont révélé des pseudomorphes de goethite en remplacement de la pyrite, ainsi que de nombreux vides en forme de cube (Figs. 12a et b). De l'or visible a été observé au niveau de nombreux échantillons. L'analyse géochimique des échantillons (Tableau 2) a mis en valeur des échantillons contenant 35 et 70 ppm d'or, et des valeurs anormalement élevées de Bi, Mo, Te, et W. Cette succession d'éléments indique très probablement que les veines de quartz-sulfures observées sont liées à un événement orogénique de minéralisation de l'or, plus jeune, et sans lien avec la minéralisation stratiforme décrite ci-dessus (se référer à Goldfarb et al., à paraître).



Figure 12a. Plan rapproché de veines de quartz recoupant le quartzite au niveau du Centre de Vararate, avec de nombreux vides en forme de cube.



Figure 12b. Plan rapproché de pseudomorphes de goethite après la disparition de la pyrite au sein de veines de quartz recoupant le quartzite altéré en limonite au niveau du Centre de Vararate.

La présence de l'Oued d'Amour

De la metabarytine stratiforme avec des traces de cuivre a été découverte à environ 1,5 km au sud-ouest du village de l'Oued d'Amour (17°10'02"N / 12°46'17"W) au sein des roches mafiques du Groupe de

Gadel (Complexe de Gorgol Noir), un mélange imbriqué de roches ultramafiques, de métamaftites, de quartzites, de schistes, et de concrétions gréseuses d'oxydes de fer à jaspillite (Fig. 7). Ce complexe forme une partie de la zone de suture axiale de l'infrastructure allochtone des Mauritanides.

Les roches hôtes sont formées de lits de para-amphibolites à grenat, au sein d'une séquence de schistes à muscovite-quartz-chloritoïdes, renfermant de la kyanite, ainsi que des quartzites à grenat et muscovite, renfermant de la kyanite, avec de fines jaspillites ferrugineuses, et des couches de métagabbros à hornblende. Les amphibolites à grenat comprennent un assemblage de grenats-hornblende-quartz-plagioclases, présentant environ 20 % d'amphibole, et une teneur en quartz d'environ 25 %. Elles présentent des degrés variés de litage, avec une altération d'échelle centimétrique à métrique, reflétant différentes proportions de minéraux mafiques et felsiques.

Les unités de metabarytine atteignent jusqu'à deux mètres d'épaisseur, et forment localement des affleurements de plusieurs mètres de large, sous la forme de couches subhorizontales plissées. Ces roches à grains fins à moyens sont faiblement foliées et sont constituées de barytine, avec des quantités mineures de quartz, de muscovite et de kaolinite (remplaçant des feldspaths ?). Plus au sud, le long de la direction de structure des affleurements du cours d'eau de l'Oued d'Amour, sont visibles des plis isoclinaux allongés F1, d'une taille allant du mètre à une dizaine de mètres. Le litage est localement atténué et interrompu. Un plissement F2 a eu lieu selon des axes de direction N N-O, avec des pendages subverticaux vers l'E N-E et l'O S-O. Des barres de veines de quartz sont coaxiales, avec la linéation d'extension plongeant faiblement vers le N N-O.

La minéralisation de cuivre, sous forme de malachite et d'azurite subordonnée, est principalement présente au niveau des plans de foliation présentant un pendage modéré à fort en direction du N-E (47–82°/047–050°). La minéralisation de cuivre recoupe, et est clairement postérieure à la roche hôte metabarytique. Certains des plans de cisaillement à muscovite peuvent former les conduits de mise en place du cuivre.

Les unités metabarytiques sont clairement stratiformes, et présentent les indices d'au moins deux phases de plissement et de cisaillement ayant conduit à leur dislocation partielle. Les amphibolites à grenats peuvent être des roches calcosilicatées ayant évolué à partir de calcaires schisteux, ou de schistes calcaires. Des ortho-amphibolites plus uniformes présentent les caractéristiques géochimiques de tholéïtes continentales à faible teneur en Ti (Remy et al., 1987). Les roches metabarytiques se sont formées de manière syngénétique, ou pendant un stade précoce de formation du mélange de remplacement d'une unité quartzo-feldspathique plus perméable. Des schistes à épidote-plagioclases-calcite-quartz, à un niveau stratigraphique identique le long de la gorge du cours d'eau de l'Oued d'Amour, montrent des indices de minéralisation du cuivre (malachite se dégradant sur les plans de schistosités). Ce type de minéralisation à faible teneur en cuivre pourrait avoir migré, pendant un épisode tectonique plus tardif, vers des zones de plus faibles contraintes telles qu'apportées par des unités plus compétentes.

La présence de l'Indice 78

Le BRGM a identifié un enrichissement significatif en Cu-Au dans les sols sur une distance de 1,8 km, le long d'une zone de contact nord-sud, entre méta-andésite et métarhyolite, au niveau de l'Indice 78, douze kilomètres au nord-ouest d'El Ghabra, dans la partie nord de la feuille cartographique de Mbout (BRGM, 1994 et 1995 : Fig. 7). Les tranchées au-dessus des six sites anormaux n'ont pas permis de révéler

des valeurs significatives en Cu-Au. Le BRGM a également identifié une veine de quartz, renfermant de l'or apparent, désignée de façon informelle comme la veine de Godoj. Cette veine est de direction 030° et d'une épaisseur d'environ un mètre. Elle a été suivie sur trente mètres au sein d'un tuf chloritique. Les études minéralogiques menées par le BRGM sur les échantillons de roche mère oxydée, provenant des tranchées, a révélé deux phases distinctes de minéralisation : une phase précoce constituée de chalcocite disséminée, et localement rubanée, ainsi que de la bornite à faible teneur en Au, hébergée dans des laves andésitiques, et des tufs altérés en carbonates ; et une étape épigénétique de Cu et d'Au, associée avec des veines de quartz en extension. Les veines sont le mieux développées à proximité de failles de direction entre 060° et 100°, qui déplacent le tuf à chlorite renfermant la minéralisation stratiforme. Au total, aucun recoupement de Cu-Au d'intérêt économique potentiel n'a été identifié, mais la présence répandue de sulfures de Cu disséminés au sein des tufs altérés en épidote avec des lentilles de carbonates nécessitent des investigations complémentaires. Des relevés à très basse fréquence (VLF) sont recommandés pour examiner les structures de veines de quartz semblables à la veine de Godoj.

GGI a élargi la zone cible au niveau de l'Indice 78, jusqu'à un total de 4,5 km le long de cette zone de contact, mais a seulement identifié de l'Au sporadique, et des anomalies non coïncidentes en Cu dans les échantillons de sol (General Gold International, 1997). La société a identifié d'abondantes veines de quartz, généralement dans une direction entre 340° et 360°, mais les teneurs en Au de la plupart étaient très basses. Une valeur exceptionnelle d'Au de 700 ppb a été signalée dans un échantillon. En 1997, GGI a réalisé un forage unique par circulation inverse (RC), d'une longueur de cent mètres, pour étudier le contact andésite-rhyolite au niveau du site, à l'endroit où les valeurs maximums d'Au dans le sol ont été trouvées. Ce forage a recoupé le contact cible, et des veines de quartz associées, mais l'intervalle n'a pas révélé de quantités significatives d'or et de métaux de base.

L'exposition en surface de cette zone est sporadique. Des minéraux de cuivre secondaires dans la roche mère, et dans des débris de tranchée, sont composés d'une malachite mineure à localement abondante, et d'azurite subordonnée dans des roches à épidote siliceuse (probablement des méta-andésites), au sein de schistes à chlorite (probablement des tufs), et localement dans des veines de quartz, à la fois concordantes précoces et discordantes tardives. Des roches volcaniques rhyolitiques sont apparemment restreintes à une zone généralement inférieure à cinq mètres de large, à l'ouest des méta-andésites, affleurant elles-mêmes sur une largeur allant jusqu'à environ cent mètres. Des cartes de géologies détaillées de la zone de l'Indice 78, préparées par GGI, révèlent la présence de discrètes bandes de carbonates, s'étendant le long de la direction des structures sur plusieurs mètres. Elles n'avaient pas été observées au cours de l'étude du BGS. Toutefois, le carbonate avait largement été repéré sous la forme de petites veinules, généralement seulement de quelques millimètres de largeur, au sein des roches à épidote siliceuse. À l'extrémité nord de la zone minéralisée, les carbonates sont encore plus développés, et sont observés sous la forme de plaques et des groupements irréguliers, grossièrement cristallins, d'une taille allant jusqu'à un centimètre d'épaisseur, et jusqu'à quelques centimètres de largeur, pouvant être suivis sur quelques mètres. Ce carbonate brun pâle contraste avec le carbonate blanc plus répandu, présent au sein d'étroites veinules et de revêtements de fractures.

Le BGS a mené des études minéralogiques sur trois échantillons de roches à épidote siliceuse, contenant des quantités variables de carbonate. L'une des roches dominantes à épidote siliceuse était recoupée par de nombreuses veinules de quartz-carbonate-plagioclases et de chlorite. L'ensemble des grains de carbonate analysés était de la calcite, et les seules phases métalliques identifiées étaient de l'hématite et

de la chalcocite. Le moment de dépôt des métaux, par rapport au développement propylitique (épidote-carbonate), n'est pas clair.

La minéralisation au niveau de l'Indice 78 peut être semblable au type oxyde de fer cuivre-or (IOCG) hébergé dans les carbonates de Guelb Moghreïn, bien qu'il n'y ait pas d'indice d'un important développement de carbonate ferromagnésien grossier, et elle est interprétée ici comme représentant une minéralisation à SMV de type mafique bimodal, avec de l'or introduit dans le système, ou remobilisé pendant une déformation ultérieure, et la création de veines de quartz.

L'USGS a tenté de localiser la présence de l'Indice 78 pendant le travail de terrain de novembre 2007. Les relations décrites ci-dessus n'ont pas été observées au niveau des coordonnées fournies par la Base de Données Nationale des Présences Minérales (Marsh et Anderson, à paraître), et on suppose que les coordonnées indiquées sont erronées.

La présence de Guelb Naadj

Le potentiel de Guelb Naadj a été découvert par le BRGM, qui a réalisé des batées d'or au niveau du site, immédiatement au sud de l'alignement de collines de direction nord-sud de Guelb Naadj, sept kilomètres au nord-ouest d'El Ghabra (BRGM, 1994 ; Fig. 7). GGI a mené des prélèvements d'échantillons de sol complémentaires en 1995-96, et a identifié un enrichissement sporadique en Au sur une longueur de trois kilomètres, associé avec de faibles anomalies locales en Cu, Pb et Zn (General Gold International, 1997). Les potentiels sont principalement sous-tendus par des schistes séricitiques et chloritiques, alternés avec une roche à épidote siliceuse (une méta-andésite ?), et des roches felsiques à grains fins fortement recristallisées, probablement une métarhyolite, présentant localement des vestiges d'un possible rubanement primaire. À l'ouest, ces roches sont surmontées par des grès métamorphisés et du quartzite. Une unité distinctive de schiste à quartz et muscovite, avec une kyanite abondante, forme un relief proéminent à l'extrémité sud du potentiel. Des veinules de quartz précoces discontinues, parallèles à la direction des structures, sont largement répandues, tandis qu'existe aussi un développement important de veines de quartz, de stockworks et de brèches en discordance. GGI signale du « carbonate » dans leurs descriptions de Guelb Naadj. Toutefois, les observations de carbonate du BGS étaient limitées à des plaques locales d'échelle millimétrique, et à des filaments de carbonate brun (ferromagnésien ?) sub-concordants. Les observations de terrain laissent supposer que le relief de Guelb Naadj a été le siège d'une déformation, de la formation de failles, et d'une recristallisation. L'origine des schistes riches en kyanite peut être liée à une altération riche en Al, limitée par une structure nord-sud.

GGI a réalisé six forages en circulation inverse (RC) au niveau de Guelb Naadj, pour une longueur totale de 350 mètres, pour étudier les valeurs anormales d'Au et de Cu dans les sols (General Gold International, 1997). Aucune anomalie géochimique significative n'a été trouvée dans les échantillons RC. Il a été fait l'hypothèse que la composition chimique anormale était liée à un enrichissement sporadique en Au au sein des veines de quartz.

Un examen de terrain de la présence de Naaj (par opposition à la présence de Guelb En Naaj, située environ à huit kilomètres au nord-est ; Marsh et Anderson, à paraître) a confirmé les relations décrites ci-dessus par le BGS. Un relief bas proéminent, formé de schistes à quartz et muscovite, à pendage vers l'ouest, rougeâtre et hématitique, avec une kyanite abondante, est le site de nombreuses veines de quartz blanc recoupées par des veines d'oxydes de fer (Fig. 13a-b). Un quartz blanc massif est également observé

comme matrice de brèches, et une possible ankérite (carbonate brun sombre à Fe-Mg-Mn) a été observée en placage sur les bordures des veines trouvées localement. Le relief est sous-tendu à l'est par des schistes à muscovite, orange clair et friables (métatufs ?), avec une kyanite abondante, et une colline basse proéminente d'environ cent mètres à l'est du relief est formée d'une veine de quartz blanc massif discontinue parallèle. L'affleurement correspondant à l'inclinaison du pendage à l'ouest est constitué de roches métasédimentaires renfermant une unité conglomératique composée de clastes étirés, de formation de fer ou de schistes hématitiques. Aucun minéral de sulfure n'a été observé au niveau du site, et deux analyses géochimiques du chapeau de fer et des brèches de veines riches en oxyde de fer n'ont rien apporté d'intéressant.



Figure 13a. Vue en direction du nord au niveau de la présence de Naaj. L'axe de la colline est formé de schiste hématitique à quartz et muscovite renfermant de la kyanite, recoupé par des veines de quartz blanc massif et des brèches.



Figure 13b. Plan rapproché de matériaux de veines à quartz blanc bréchié au niveau des presences de Naaj, recoupées par des oxydes de fer de type chapeau de fer.

Les présences de SMV de type mafique (type Chypre) au sein du Complexe de Gorgol Noir du sud des Mauritanides

Le dépôt de Kadiar

Une importante présence de minéralisation de Cu-Au, montrant quelques similitudes avec Guelb Moghreïn, est localisée à Kadiar, environ 95 kilomètres au nord de Mbout, et 30 kilomètres au nord-ouest de Barkéol, sur la feuille cartographique de Mbout. Elle se situe dans le Complexe de Gorgol Noir, le long du contact de charriage entre les roches à dominantes metabasaltiques du Groupe d'El Gueneïba à l'est, et le Groupe de Gadel à l'ouest. Ce dernier consiste en un mélange imbriqué de quartzites à quantité variable de mylonite et de séricite ferrugineuse, avec des roches ultramafiques et des serpentinites. Celles-ci forment des lentilles tectoniques dépassant rarement plusieurs dizaines de mètres de longueur, et au niveau de Kadiar, les pods sont souvent seulement de quelques mètres de long, et sont enfermés dans des schistes à talc hôtes.

Le sommet de fer-silice, recouvrant la minéralisation au niveau de Kadiar, a été découvert par le BRGM en 1965-66, pendant une campagne de cartographie régionale (BRGM, 1994). Des investigations menées par la suite ont inclus un important travail de tranchées, des relevés géophysiques détaillés, ainsi que douze forages, réalisés entre 1968 et 1970. Des valeurs élevées en Cu et Au, avec des valeurs maximum de 2,9 % et 8 g/t respectivement, ont été signalées pour des forages effectués sous le chapeau de fer principal. Cette phase précoce de forage a montré que le chapeau de fer est sous-tendu par une lentille de carbonate silicifié (ankérite), entre trente et soixante mètres de large, qui héberge la roche minéralisée. Cet ensemble est au moins de 350 mètres de long, et présente un pendage vers le sud-ouest d'environ 60°. Au sein de la

zone centrale testée par forage, la lentille minéralisée n'est pas visible à la surface, et se resserre rapidement en profondeur, disparaissant en-dessous d'environ 80 mètres. L'assemblage minéral du minerai est formé de malachite, chalcopryrite et pyrite, avec des niveaux mineurs de pentlandite, bravoïte, millerite, et des traces de chromite. Le BRGM a estimé une ressource au sein du chapeau de fer d'environ un million de tonnes, à une teneur de 0,3 g/t d'Or, avec 0,5 % de Cu, du Zn mineur, et des traces d'Ag. L'ensemble de carbonate est flanqué de schistes chloritiques, de schistes calcaires et dolomitiques, de schistes à mica, et de quartzites.

En 1989-1990, l'OMRG et Otto Gold ont mené des études plus détaillées, comprenant une cartographie de détail, et 200 mètres de tranchées. Ce travail a confirmé la présence de valeurs élevées de Cu, et a repéré des enrichissements associés en Zn (jusqu'à 1 200 ppm), et en Ni (jusqu'à 1 300 ppm). Toutefois, les valeurs de l'or étaient généralement basses (≤ 135 ppb).

Par la suite, le BRGM, en collaboration avec l'OMRG, a conduit des études plus détaillées au niveau de Kadiar. Cela a inclus une cartographie à l'échelle 1/2 000^{ème}, et un prélèvement d'échantillons d'éclats de roches et de sols sur des cercles de 50 mètres de rayon (BRGM, 1995). Cette cartographie a indiqué la présence de plusieurs écailles de charriage imbriquées, constituées de serpentinites, surmontées à leur tour par des schistes à séricite colorés par du fer, des schistes à chlorite et talc, localement pyritiques, des schistes à chlorite renfermant des lentilles de carbonate, et, au sommet, de minces quartzites à séricite. De petits chapeaux de fer lenticulaires, d'une longueur de quelques dizaines de mètres ont également été identifiés le long de la direction des structures, au nord et au sud du chapeau de fer principal, et sur un axe parallèle à environ 120 mètres à l'ouest. Cela indique que la minéralisation n'est pas confinée à un horizon particulier, ou répétée par charriage. Trois importantes zones, chacune de plus de 200 mètres de longueur, présentant une géochimie anormale, ont été identifiées sur les zones de sommet visible de fer-silice, et de schistes pyritique à talc et chlorite.

Les valeurs d'Or les plus élevées signalées au sein des échantillons de roches de surface ont été d'environ 800 ppb, avec plusieurs valeurs de Cu dans un intervalle de 2 000 à 8 000 ppm, du Zn dans un intervalle de 1 000 à 4 000 ppm, et du Ni entre 1 000 et 10 000 ppm. La plupart des valeurs de Cr étaient inférieures à 2 500 ppm, bien qu'un échantillon unique de chapeau de fer, avec 2 577 ppm de Cu et 1 320 ppm de Zn, ait contenu plus de 13 000 ppm de Cr.

En 1995, BRGM a procédé à un nouveau forage incliné au sein du principal chapeau de fer, pour étudier la nature et la forme de la minéralisation de sulfures hébergés dans les carbonates situés en dessous (BRGM, 1995). Ce forage, implanté environ six mètres à l'ouest du chapeau d'oxydes, a recoupé une série de quartzites, de tufs, des schistes à chlorite et des schistes à talc, et de la serpentinite alternée avec des schistes rouges, renfermant des rubanements de carbonate, et évoluant vers le bas sous la forme de six mètres de carbonate dolomitique-ankéritique, avec de la pyrite disséminée. Les 26 derniers mètres de la base du forage présentent des schistes à talc-chlorite, des schistes siliceux, et de la tuffite alternée avec des schistes noirs riches en pyrite, et avec des traces de malachite. Le BRGM a signalé des enrichissements en Li et B au sein de schistes à chlorite au-dessus de la serpentinite. Un schiste rouge pyritique, immédiatement au-dessus de la serpentinite, se présentait comme enrichi en Ni, Cu, Zn et V. Les seules valeurs de Cu présentant un intérêt économique (2 600 à 7 600 ppm) étaient limitées à la zone du carbonate ankéritique. Seules trois valeurs dépassant 100 ppb ont été signalées, avec un maximum de 154 ppb. Celles-ci sont observées en association avec les rubanements carbonates, au sein des schistes à chlorite et des schistes à talc, à proximité d'un rubanement de carbonate, au contact avec les schistes noirs, enrichis en Ba, K, V, Cr et Ni.

En 1994-1995, le BRGM a mené des études de prospection à la recherche de chapeaux d'oxyde de fer siliceux similaires, dans la région entre Kadiar et Ghabra, au sein des schistes chloritiques, et des serpentinites du Groupe de Gadel (BRGM, 1995). Le seul résultat significatif signalé a été la découverte d'un schiste chloritique, avec de la pyrite oxydée, et renfermant du carbonate et de la barytine, au sein d'une matrice présentant 296 ppb d'Au. Cette découverte, située environ à trois kilomètres au nord-ouest d'une importante anomalie magnétique, proche de Guelb Jmelanie, indique qu'il existe un bon potentiel dans cette zone pour la découverte de nouvelles minéralisations, comparables avec celles de Kadiar.

GGI n'a pas mené beaucoup d'investigations à Kadiar, mais a confirmé l'association de la minéralisation avec l'altération de carbonate, suggérant une analogie possible avec Guelb Moghrein (General Gold International, 1997).

Une visite de site au niveau de la présence de Kadiar (citée comme la présence de Kadiar 1 dans la Base de Données Nationale des Présences Minérales ; Marsh et Anderson, à paraître) effectuée par l'USGS, en novembre 2007, confirme les observations du BGS décrites ci-dessus. Une coupe d'ouest en est, environ 400 mètres au sud de la principale protubérance de la présence (Fig. 14a), a traversé à partir de schistes présentant une progression de l'altération du fer et de la chlorite silicifiée sur la partie haute de direction nord-sud, à l'ouest de la présence (Fig. 14b ; échantillons CT07RIM-50-1 et 2, se référer au Tableau 2), vers une bande de vingt mètres de large de schistes à chlorite-séricite- et talc. Cette bande est en contact à l'est avec une bande de vingt mètres d'épaisseur de chapeau de fer silicifié, recouvrant peut-être de la serpentinite, suivie par une seconde zone de 80 mètres de large de schistes à chlorite-séricite. Cette unité est en contact vers l'est avec un chapeau de fer silicifié, noir à rouge sombre, de trente mètres de large, avec de la jaspilite et de la malachite, et des brèches de talc-schiste alignées avec la protubérance principale, située 400 mètres au nord (Fig. 14c ; échantillon CT07RIM-52-1 et 2, Tableau 2). À l'est du chapeau de fer jaspilitique se trouve une autre bande de schiste à chlorite-séricite-carbonate, recoupée par des veinules centimétriques de quartz (Fig. 14d ; échantillon CT07RIM-51-1, se référer au Tableau 2). La protubérance principale est constituée d'un chapeau de fer silicifié et de jaspilite, avec une malachite abondante (Fig. 14e ; échantillons CT07RIM-53-1 et DC07RIM24-1). Aucun sulfure primaire n'a été observé.



Figure 14a. Vue en direction du nord-est au niveau de la présence de Kadiar 1 à partir d'une colline proéminente de direction nord.sud à l'ouest.



Figure 14b. Affleurement de type chapeau de fer riche en fer sur la colline à l'ouest de Kadiar 1. Les roches sont formées de schistes à chlorite avec une altération du fer en profondeur et une silicification, ou de quartzite.



Figure 14c. Bande centrale de chapeau de fer siliceux et de jaspilite au niveau de Kadiar 1.



Figure 14d Schiste à chlorite-séricite-carbonate sur le côté est du chapeau de fer jaspilitique au niveau de Kadiar 1.

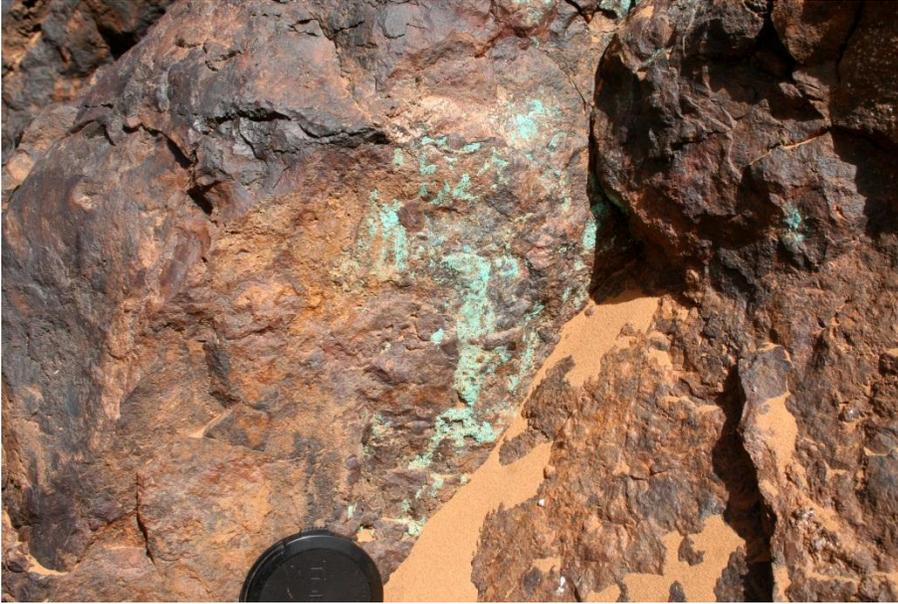


Figure 14e. Plan rapproché du chapeau de fer silicifié, avec de la malachite, au niveau de l’affleurement principal de Kadiar 1.

Les analyses géochimiques des échantillons, prélevés au niveau de Kadiar, montrent généralement de faibles enrichissements en Au, As, Co, Cr, Cu, Mn, Ni, Sb, et Zn, avec des valeurs d’Au atteignant 300 ppb dans plusieurs échantillons, et des valeurs de Cu, dans le chapeau de fer silicifié au niveau de la protubérance, de 1,3 et 4,2 % de cuivre, ainsi que 334 ppm et 244 ppm de Co, respectivement. L’échantillon le plus intéressant sur le plan géochimique a été la jaspilite – chapeau de fer silicifié (CT07RIM-52-1), prélevé le long de la direction des structures, environ à 200 mètres au sud de la principale protubérance. Cet échantillon renferme 2,5 ppm d’Au, 2 ppm d’Ag, 2 ppm de Bi, 14 ppm de Sb, 1,2 ppm de Te, et approximativement 0,2 % de Zn. En général, les échantillons de l’USGS renferment des teneurs en métaux dans le même intervalle de valeurs que celles des échantillons de surface prélevés auparavant à Kadiar. De manière importante toutefois, à la fois les enrichissements en Cu et en Au, sont plus élevés qu’ils n’étaient signalés précédemment, et les enrichissements possibles en Co pourraient représenter un important intérêt économique lors de la future exploitation du gisement.

Les relations géologiques, et la signature géochimique au niveau de Kadiar, sont interprétées ici comme les plus cohérentes avec un dépôt de SMV de type mafique (type Chypre). Bien qu’il y ait quelques similitudes géochimiques entre les suites métalliques présentes à Guelb Mohgrein et à Kadiar, l’absence de Sn, de W, de U, de REE, et de Ti au niveau de Kadiar, ainsi que la présence de faibles niveaux d’enrichissements en Zn, la présence de couches volcanosédimentaires, rappelant les ocre signalés dans les dépôts SMV de Chypre, et l’aspect stratiforme de Kadiar, sont autant d’éléments en cohérence avec un modèle de SMV. Salpêtre (2005) a signalé que le seul minéral d’oxyde de fer présent à Kadiar est de l’hématite, et que la magnétite, qui est fréquemment présente au sein des dépôts d’oxyde de fer cuivre-or (IOCG), est absente. La zone fait actuellement l’objet d’une concession (novembre 2012) à OreCorp Mauritania SARL, qui l’explore par l’utilisation d’un modèle de SMV (OreCorp, 2012).

La présence de Hassi el Aouejja

Des affleurements de cuivre, auparavant non signalés, ont été repérés par le BGS sur la feuille de la carte de Moudjeria, environ trois kilomètres au sud du village de Hassi El Aouejja (Fig. 7), au niveau de deux unités parallèles de jaspilite rubanée ferrugineuse, de direction ouest nord-ouest, formant des ensembles rocheux en relief. La colline nord est située à 17°21'47"N / 12°48'54"O, et la colline sud à 17°21'40"N / 12°48'56"O. La direction des jaspilites contraste avec la direction régionale N N-O, et traduit probablement le fait qu'elles soient situées sur le bord d'un pli F1 majeur, ou d'une inflexion monoclinale F2. Les unités de jaspilite forment une partie de la Formation d'Aouejja, un assemblage ophiolitique fragmenté, et sont fréquemment alternées ailleurs avec des métacalcaires. La présence de Cu est située à proximité du contact de charriage majeur, où la Formation d'Aouejja vient recouvrir le Groupe de Djonaba (Supergroupe allochtone de la base de Taoudeni Adrar). Les jaspilites peuvent être tronquées vers l'est, le long d'une barrière massive de direction N-O à quartz-hématite±pyrite.

La colline nord présente une veine de brèches minces, avec un pendage vers le nord recoupant une jaspilite avec un faible pendage vers le S S-O (44-52°/200-216°). Les veines de brèches sont remplies d'hématite et de quartz. De bons exemples de nids d'hématite botryoïdale indiquent un remplissage des espaces vides. Une phase précoce d'introduction de quartz a ensuite été bréchiée, et remplie par de l'hématite. L'affleurement est de type chapeau de fer, avec des boxworks incrustés d'oxydes de fer secondaires. De la malachite apparaît sur le plan des couches adjacentes aux veines de brèches, mais n'est pas observée dans les veines elles-mêmes. La zone de minéralisation peut être suivie sur environ 300 mètres vers l'ouest, au sein d'un champ de blocs, où les matériaux montrent des traces de malachite, chalcopryrite et pyrite. La zone faiblement minéralisée est de six à huit mètres d'épaisseur.

La colline sud est formée d'un affleurement plus dégradé, avec une imprégnation secondaire en oxydes de fer plus répandue. Cette caractéristique atteint trente mètres de large, et semble être constituée de deux unités de jaspilite subparallèles, qui se terminent à l'ouest. Il peut s'agir des flancs d'un pli isoclinal F1 d'échelle décamétrique. Des filaments de quartz répandus sont à la fois en concordance et en recoupement. La minéralisation de cuivre (de manière dominante de la malachite et des oxydes de cuivre secondaires) est seulement observée sur le flanc sud, qui atteint huit mètres de large, et peut peut-être s'épaissir jusqu'à quinze mètres dans la zone de la charnière. La minéralisation de cuivre prend la forme d'imprégnations par plaques.

Chiron (1965) a signalé une minéralisation de Cu, à proximité d'El Aouejja (17°22'30"N / 12°49'30"O), au sein d'une séquence de schistes à chlorite, de prasinites et de jaspilites. Les schistes sont associés avec des carbonates ferrugineux, qui ont été interprétés comme des indices d'une similitude possible avec la minéralisation de Guelb Moghrein. L'assemblage de minéraux du minerai est constitué de chalcopryrite, de malachite et d'hématite, sous la forme de fins grains disséminés, de remplissage de vides d'échelle millimétrique, et au sein de veinules de quartz en recoupement. Le BRGM a signalé des valeurs de Cu atteignant 1,34 % dans des éclats de roches, mais il n'existe pas d'information concernant son étendue, ou si des investigations complémentaires ont eu lieu depuis (Gunn et al., 2004). Il a été fait l'hypothèse que la minéralisation primaire de cuivre peut avoir été un dépôt de SMV de type Chypre, remobilisé par la suite pendant une déformation, et maintenant hébergé par des jaspilites, qui étaient des roches hôtes favorables, si l'on considère à la fois leur caractère cassant, et leurs propriétés chimiques. Toute ressemblance significative avec Guelb Moghrein reste à argumenter. Des lits de carbonates ferromagnésiens ont été observés par le BGS pendant la cartographie du secteur, mais aucune minéralisation n'a été observée en

association avec eux. De la même manière, il n'y a pas d'indice de magnétite, ni d'aucune donnée géochimique venant soutenir l'analogie avec Guelb Moghrein au niveau de Hassi el Aouejja.

Une étude du site de la présence de Hassi el Aouejja (désignée El Aouidja dans la base de données nationale des présences minérales de Mauritanie ; Marsh et Anderson, à paraître) par l'USGS, en novembre 2007, a confirmé des relations de terrain décrites ci-dessus. Les deux collines est-ouest sont distantes d'environ 200 mètres, et sont constituées de manière prédominante de veines de quartz, recoupant de la goethite et de la jaspilite massives, avec une malachite secondaire. Une tête de forage cimentée, à proximité de l'extrémité ouest de la colline nord, a été remarquée, et a apparemment été mise en place par la SNIM en 2003, avec toutefois des résultats inconnus (Fig. 15a-b). Un échantillon unique de goethite massive, riche en malachite, et présentant des veines de quartz, a été prélevé sur la colline sud et analysé (Fig. 15c ; Tableau 2). Les résultats indiquent que l'échantillon renferme 7,3 % de Cu, 21 ppm d'Ag, et des valeurs anormales d'As et de Mn. Un second échantillon veiné de quartz, et riche en malachite, renfermant un minéral micacé, a été traité pour procéder à une détermination géochimique par la technique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Toutefois, le minéral isolé n'a pas été identifié comme porteur d'une phase d'argon (probablement une pyrophyllite). L'interprétation de l'USGS concernant les observations de terrain, et les données géochimiques, suggère que la présence de Hassi el Aouejja est un dépôt de SMV de type mafique (type Chypre), avec des similitudes avec Kadiar et d'autres présences de Cu, au sein du Complexe de Gorgol Noir.



Figure 15a. Vue le long de la colline nord au niveau de la présence de Hassi el Aouejja.



Figure 15b. Plan rapproché du chapeau de fer à veines de quartz sur la colline nord de la présence de Hassi el Aoueija.



Figure 15c. Vue à partir du sud de la colline nord au niveau de la présence de Hassi el Aoueija montrant le chapeau de fer à veines de quartz coiffant la colline.

La présence de Tamourt

Des affleurements supplémentaires de cuivre, au sein de la feuille de la carte à l'échelle 1/200 000^{ème} de Moudjeria, sont visibles à environ six kilomètres à l'ouest nord-ouest du village de Djonaba, et à environ six kilomètres à l'est nord-est du barrage de Tamourt Gadel (Fig. 7). Ils sont hébergés par d'étroits quartzites calcaires, et des unités de FFR à faciès carbonate, au sein de schistes à grenats et micas formant de petits affleurements au milieu des champs de blocs (17°06'31"N / 12°42'55"O). La roche hôte est constituée d'une partie du Groupe de Gadel, un assemblage de bassin de rift qui vient en charriage au-dessus des unités ophiolitiques (Groupe d'El Gueneiba) du Complexe de Gorgol Noir. Cette unité montre le plus haut niveau de métamorphisme régional au sein de la ceinture sud des Mauritanides (c'est-à-dire des assemblages de muscovite-grenats-stauroilite-kyanite à faciès d'amphibolite). Les unités riches en carbonate sont généralement inférieures à un mètre d'épaisseur, et de direction nord nord-ouest, en accord avec l'orientation régionale, et présentant un pendage subvertical (O S-O et E N-E). La lamination est localement conservée, et d'échelle centimétrique à décimétrique, alors que des plis serrés à isoclinaux peuvent être discernés. Les schistes montrent deux schistosités subparallèles (S1 85°/100°; S2 70-74°/074-080°). La schistosité S1 est plus ou moins coplanaire avec les couches. La schistosité S2 la plus cohérente forme localement un clivage crénelé bien développé.

Les unités minéralisées sont très apparentes du fait de leur aspect alvéolaire ferreux ocre, et de la présence de malachite. Des blocs flottants de matériaux minéralisés ont été repérés plus loin au sud-ouest (c'est-à-dire 17°06'34"N / 12°42'56"O), renfermant à la fois de la malachite et des oxydes de Cu secondaires. Dans cette zone particulière, est aussi présente une succession de veines de quartz de couleur noir-fumée à gris, de direction nord nord-est. Toutefois, une association spécifique avec les lithologies renfermant du carbonate est clairement de plus grande importance, et peut être comparée avec une minéralisation de Cu de type Guelb Moghrein. Des traces d'oxydes de Cu/Fe ont également été observées au sein de quartzites calcaires à 17°07'10"N / 12°41'05"O.

4.3 – Bouclier nord-est de Rgueïbat

Plusieurs zones des parties mésoarchéennes et paléoprotérozoïques du nord-est du Bouclier de Rgueïbat, considérées ici comme la zone au nord-est de Choum, contient des séquences de roches supracrustales favorables aux dépôts de SMV. Dans la partie mésoarchéenne du Bouclier, des études du BRGM (Marot et al., 2003) suggèrent que le gneiss, la migmatite, l'amphibolite, la métapyroxénite, et le marbre à faciès granulite, au sein des unités TR1a et TR1e du Complexe de Tiris, possèdent un potentiel relativement indéterminé de dépôts de SMV. Cela est en parti dû à l'omniprésence d'une formation de fer de type Algoma, à travers l'ensemble de la région, indiquant que des processus effusifs de plancher océanique ont été actifs pendant le dépôt des roches hôtes. Bien que de nouvelles études plus détaillées soient nécessaires, les unités TR1a et TR1e du Complexe de Tiris (Lahondère et al., 2003) sont considérés favorables aux dépôts de SMV.

Une cartographie géologique du Complexe de Tiris effectuée par le BGS (O'Connor et al., 2005) divise le Complexe en trois unités lithodémiques, définies comme les Formations d'El Gheicha, de Mirikli, et d'El Khadra. Bien que la correspondance des unités ne soit pas exacte, l'unité TR1a correspond à la Formation d'El Khadra, et l'unité TR1e correspond aux Formations de Mirkli et d'El Gheicha. Un travail du BGS (O'Connor et al., 2005) identifie de plus des unités cartographiables d'une formation de fer de type Algoma (unité TR1e), qui sont omniprésentes à travers l'ensemble des Formations de Mirikli et d'El Khadra, mais qui sont rares dans les gneiss à prédominance alumineuse de la Formation d'El Gheicha. Il

n'existe toutefois actuellement aucune présence connue de métal de base ou précieux au sein de l'une de ces roches, suggérant qu'elles ne doivent bénéficier que d'une faible priorité lors de futures explorations.

Le nord-est du Bouclier de Rguéibat est composé de granitoïdes paléoprotérozoïques (Birimien) à néoprotérozoïques, et de roches supracrustales du Craton ouest africain. Cette région est caractérisée par une série de ceintures volcanosédimentaires et de successions granitiques intrusives d'échelle batholithique, mises en place lors de l'orogénie eburnéenne, à partir d'environ 2 150 à 2 000 Ma. Deux ensembles majeurs de zones de cisaillement sont présentes, orientées N N-O, S S-E et E-O, et souvent liées à des ceintures volcano-sédimentaires et (ou) des batholithes. Les intervenants français divisent le Bouclier nord-est par âges, en quatre groupes lithologiques majeurs consistant en 1) un groupe du Birimien précoce (> 2 150 Ma), essentiellement constitué de roches volcanosédimentaires à dominante métamafique, comprenant d'ouest en est les Complexes de Rich Anajim, d'Agueltd el Maï, de Ghallamane et de Tsalabia el Khadra, 2) un groupe du Birimien moyen (2 150 à 2 120 Ma) de granites intrusifs comprenant d'ouest en est la Suite d'Adam Anajim, et les Complexes de Tin Bessaï et de Tmeïmichatt Ghallamane, 3) un groupe du Birimien tardif (2 070 à 2 060 Ma) de séquences volcanosédimentaires à faible degré de métamorphisme, comprenant d'ouest en est les Groupes de Legleya, d'Imourène et de Blekhzaymat, accompagnés de granites du même âge de la Suite de Gleïbat Tenebdar, et 4) un dernier groupe plus tardif du Birimien (2 040 à 2 000 Ma) de roches magmatiques volumineuses comprenant le Complexe d'Adam Esseder, ainsi que les Suites de Sfariat, Yetti, Bir Moghreïn et Tigsmat el Khadra (Lahondère et al., 2003). À l'exception du Groupe de Blekhzaymat, la plupart des séquences volcanosédimentaires sont relativement limitées en surface, et se présentent comme des éléments de toit et des écrans au sein, et au contact, des batholithes granitiques très étendus et des autres suites intrusives, d'abord situées dans la zone centrale du nord-est du Bouclier (Fig. 16).

Plusieurs des séquences volcanosédimentaires supracrustales contiennent des séquences connues de Mn, de Cu, de Pb, de Zn, avec +- Ag, Au, Ba, Sb, Cd, et Bi ayant été identifiées par le BRGM comme des dépôts possibles de SMV (Marot et al., 2003). Les intervenants du BRGM ont comparé ces présences avec le dépôt de Zn-Ag de Perkoa, au Burkina Faso, qui est présent au sein d'une séquence identique des roches supracrustales du Paléoprotérozoïque (Birimien). Les séquences supracrustales, considérées favorables par le BRGM pour les dépôts de SMV (Marot et al., 2003), incluent les Complexes du Birimien précoce d'Agueltd el Maï, de Ghallamane et de Tsalabia el Khadra, et le Groupe du Birimien tardif de Blekhzaymat, particulièrement dans les secteurs d'Agueltd el Fersig et d'Ameina (Fig. 16). Le Complexe de Rich Anajim est ici considéré comme tout autant favorable aux dépôts de SMV, en raison de ses similitudes générales avec les autres séquences du Birimien précoce. Les Groupes du Birimien tardif de Legleya et d'Imourène sont ici également considérés comme favorables en raison de leurs points communs avec le Groupe de Blekhzaymat. Bien que ces séquences supracrustales ne soient pas connues pour renfermer des présences minérales de SMV, les affleurements médiocres et l'absence de recherche spécifique aux SMV au sein de ces séquences peuvent permettre d'en conclure que leur potentiel reste à évaluer.

Le Complexe de Rich Anajim (Fig. 16) est une séquence supracrustale ayant subi un métamorphisme, constituée de métapyroxénites, amphibolites, marbres dolomitiques, marbres, quartzites à magnétite, et paragneiss migmatitiques, constituant de larges zones cartographiées des deux côtés de la ceinture de Sfariat, dans la partie sud-ouest du Bouclier paléoprotérozoïque. La zone d'affleurement sud est complètement située au sein des roches granitiques de la Suite du Birimien moyen d'Adam Anajim, et l'affleurement nord est situé entre la Ceinture de Sfariat et les roches granitiques de la Suite de Gleïbat Tenebdar. Le Complexe de Rich Anajim peut être divisé en ensembles lithostratigraphiques de gabbros et de

basaltes, dont on imagine qu'ils sont d'origine d'arc arrière, un ensemble étroitement associé de quartzites ferrugineux et de marbres, ainsi qu'une suite de paragneiss ayant évolué à partir de grès pélitiques et calcaires. Les quartzites ferrugineux forment des collines résistantes, variant entre deux et sept mètres de large, et étant avant tout composées de magnétite, de quartz, et d'hématite. La teneur en fer de ces unités de FFR, de type Algoma, s'échelonne entre 30 et 35 pourcent (Lahondère et al., 2003).

Le Complexe d'Aguel Abd el Maï (Fig. 16) est une unité d'extension restreinte, se présentant sous la forme de minces couches, d'appendices de toit, et d'enclaves de roches supracrustales de texture gneissique à mylonitique, entre les roches granitiques des Complexes d'Adam Esseder et de Tmeïmichatt Ghallamane. Les lithologies prédominantes sont des roches métamafiques à grains fins, et des roches porphyroclastiques de couleur sombre, avec des amphibolites et des métagabbros subordonnés. Les roches métasédimentaires comprennent des quartzites et des gneiss calcosilicatés (auparavant des grès calcaires et des marbres). Les roches métamafiques sont formées de dacites porphyriques et de rhyodacites métamorphisées. Les amphibolites contiennent de la pyrite partiellement convertie en hématite. Les écrans et enclaves sont hautement atténués et discontinus, et sont observés en longueur sur des échelles métriques à kilométriques. Les affleurements sont plus larges vers le sud, et contiennent des proportions plus élevées d'amphibolites, de quartzites, et de marbres (Lahondère et al., 2003).

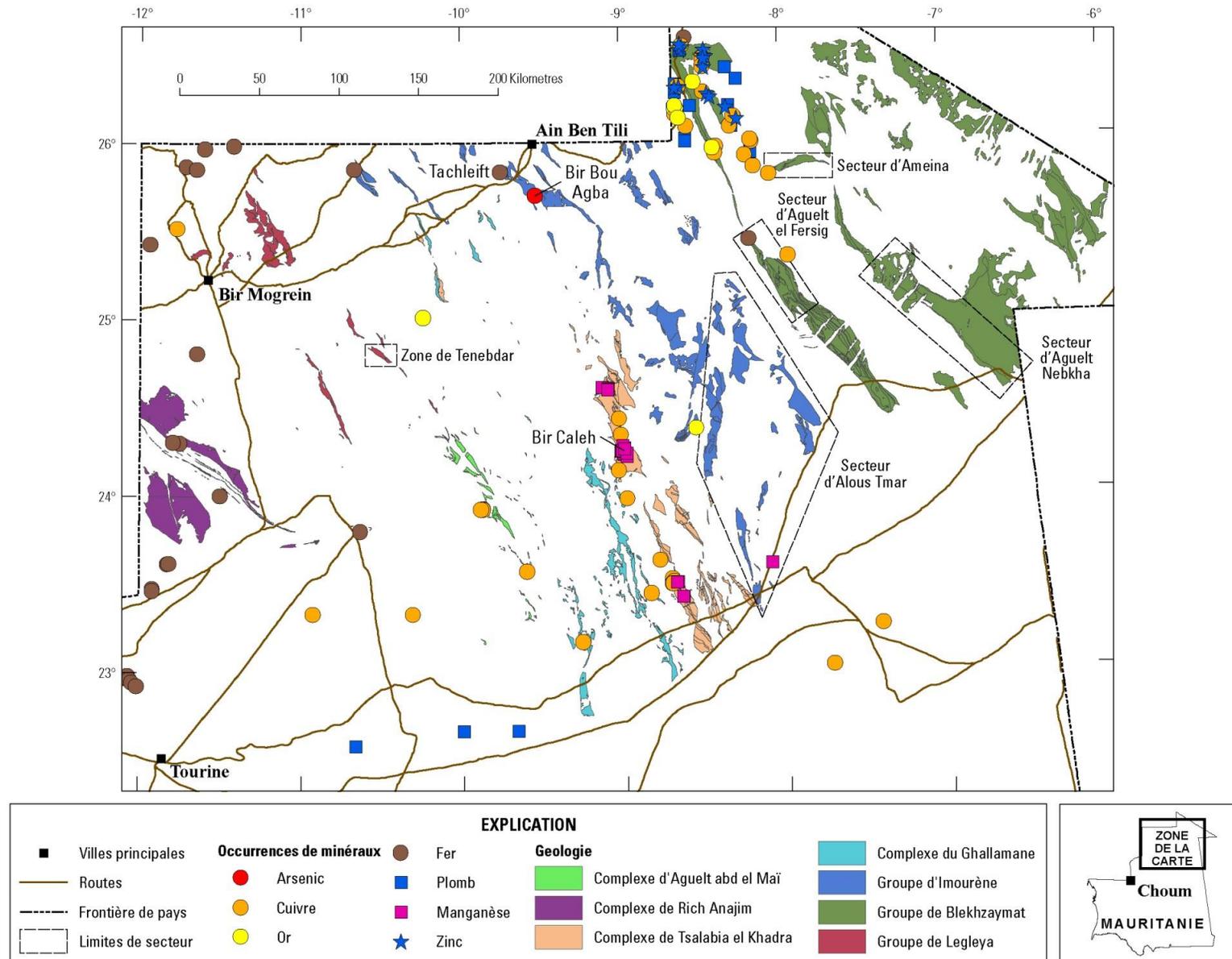


Figure 16. Carte géologique simplifiée de la partie paléoprotozoïque du nord-est du Bouclier de Rgueïbat, montrant les localisations et les présences associées de SMV des successions volcanosédimentaires du Birimien précoce et du Birimien tardif décrites dans le texte. Les roches intrusives paléoprotozoïques ne sont pas présentées.

Le Complexe de Ghallamane (Fig. 16) est avant tout d'origine sédimentaire et formé de manière dominante de paragneiss biotitique à grains fins, avec un quartzite subordonné, des arkoses conglomératiques, des métapélites, et des paragneiss calciques. Il affleure de façon prépondérante dans la partie sud centrale du Bouclier nord-est, et est observé sous la forme d'appendices de toit, et d'enclaves au sein des roches granitiques du Birimien moyen du Complexe de Tmeimichatt Ghallamane. Des enclaves mineures de roches mafiques sont présentes. Toutefois, leur relation avec les roches métasédimentaires est incertaine. De la même manière qu'au niveau du Complexe d'Aguelt abd el Maï, il s'agit d'une unité limitée dans l'espace, qui est présente sous forme d'enclaves métriques à kilométriques en taille, avec les affleurements les plus larges situés sur les parties centrales et nord-est de l'affleurement. Le manque d'intrusions cogénétiques identifiables et de roches métavolcaniques, ainsi que le caractère à dominante métasédimentaire du Complexe, suggèrent que le potentiel de découvertes de présences de SMV au sein de ces roches est faible.

Le Complexe de Tsalabia el Khadra (Fig. 16) est, en termes de surface, une séquence supracrustale plus développée, située à l'est du Complexe de Ghallamane, dans la partie centrale du Bouclier nord-est. Le bloc contigu le plus important est situé vers l'extrémité nord de son étendue cartographiée, et possède des dimensions approximatives de 90 x 20 kilomètres. Le Complexe est constitué de métapyroxénites et de métagabbros, de métahyaloclastites mafiques, d'amphibolites localement associées avec des quartzites et des lentilles de marbre, des marbres, des quartzites localement manganifères, des méta-andésites, des métarhyolites, des épicastites, des schistes tufacés, ainsi que des méta-arkoses localement conglomératiques (Lahondère et al., 2003). Le Complexe est limité par des failles, à un degré plus important que les unités décrites précédemment, et se situe au sein, ou en contact, avec les roches granitiques du Birimien moyen des Complexes de Tin Bessaïs et de Tmeimichatt Ghallamane, ainsi que le Complexe du Birimien plus tardif d'Adam Esseder.

Les analyses géochimiques des amphibolites et des roches metabasaltiques, provenant de l'ensemble des séquences supracrustales du Birimien précoce, ont fourni des caractéristiques élémentaires de N-MORB, en cohérence avec leur origine à partir d'un environnement océanique. Les caractéristiques géochimiques des roches volcaniques intermédiaires sont plus en accord avec une évolution au sein d'un environnement calcoalcalin d'arc volcanique. En même temps, ces données sont interprétées comme représentant un environnement d'arrière arc, ou intra-arc, de formation de séquences supracrustales du Birimien précoce du Bouclier nord-est (Lahondère et al., 2003).

Dans leur analyse du potentiel de minéralisation de type SMV, au sein des séquences supracrustales du Birimien précoce, les intervenants du BRGM (Marot et al., 2003) notent qu'il n'y a eu auparavant que très peu de recherches spécifiques des SMV, et que l'exploration est sévèrement limitée au sein du Bouclier, en raison de l'importante couverture de régolithe, et de la médiocrité générale des affleurements. En conséquence, les études détaillées des transitions de faciès volcanosédimentaire, des relations proximales à distales, la reconnaissance des failles synsédimentaires et des caractéristiques de dépôt, ainsi que l'identification d'édifices volcaniques, avec des intrusions subvolcaniques cogénétiques, qui seraient souhaitables pour des programmes d'explorations des SMV, ne sont pas disponibles. Marot et al. (2003) suggèrent que le Complexe de Tsalabia el Khadra est le mieux étudié, et celui qui est le plus susceptible de présenter les différentes séquences supracrustales. Le Complexe renferme une succession favorable de roches, caractérisées par une association volcanique mafique sous-marine, renfermant des hyaloclastites, et peut-être des brèches volcanoclastiques ayant évolué à partir de pillow lavas, de chailles renfermant de la magnétite, avec une altération locale d'hématite-carbonate, et des horizons manganifères avec une altération

locale en silice-carbonate, en association avec des roches sédimentaires présentant des indices d'apport à partir de sources continentales, en cohérence avec un environnement d'intra-arc ou d'arrière arc. Cette séquence, et par extension les autres séquences du Birimien précoce, doivent donc être considérées comme favorables aux types de dépôts SMV polymétalliques mafique bimodal (type Kuroko), pélitique-mafique (type Besshi), et peut-être silicoclastique-felsique (Ceinture de pyrite ibérique, secteur de Bathurst, Canada).

Aucune présence minérale polymétallique suggérant des systèmes minéraux de SMV ne sont connus au nord-est du Bouclier. Marot et al. (2003) notent la présence de deux présences de Mn dans le Complexe de Tsalabia el Khadra, au niveau de Bir Caleh, dans le nord, ainsi qu'une présence sans dénomination au sud (Fig. 16). L'exploration effectuée par Ashton Mining Ltd. en 1997, au sein de la zone de licence de Tsalabia, a mis en valeur trois zones de roche riches en fer (pseudo chapeau de fer) avec des valeurs analogues d'or entre 100 et 200 ppb. En 1998-1999, Normandy LaSource a mis en évidence 28 zones, au sein de la licence de Karet présentant des signatures géochimiques de l' Au et des polymétaux (Au±As, Cu, Ag ou Mn±Au, As, Cu), avant tout au sein de quartzites à faciès de chailles à hématite±magnétite±minéraux de Mn secondaires. Se concentrer sur ces roches et les caractéristiques géochimiques a permis la localisation de 43 nouvelles anomalies, parmi lesquelles 25 anomalies de Mn ont correspondu à des chailles rubanées avec du grenat, ou des oxydes de Mn, avec des quartzites ferrugineux rubanés (FFR), contenant de la magnétite±hématite ±sidérite, avec des siltites renfermant des grenats ou des oxydes de Mn ± des carbonates, ou avec des carbonates rubanés contenant des oxydes de Mn. Seize anomalies ont correspondu à des chailles rubanées contenant des oxydes de fer ± pyrite. Enfin, deux présences de chalcopryrite ont été repérées. Toutefois, il n'est pas clair de savoir si la chalcopryrite était liée aux processus syngénétiques (Marot et al., 2003). Aucune information concernant la teneur des anomalies géochimiques ou des rapports des programmes d'exploration décrits ci-dessus n'ont été disponibles pour l'USGS. Les localisations de ces anomalies sans dénomination et de rapides descriptions des relations géologiques au niveau de chaque site sont fournies dans Marsh et Anderson (à paraître).

Marot et al. (2003) remarquent également que les séquences supracrustales des Complexes d'Aguel Abd el Maï, et de Ghallamane, renferment tous de la chalcopryrite, de la malachite et du chrysocolle, disséminés au sein de roches métavolcaniques sous-marines, dont ils suggèrent qu'elles peuvent être liées à des processus minéralisant syngénétiques. Une brève information concernant les anomalies de ces ceintures est également fournie par Marsh et Anderson (à paraître).

Les Groupes (d'ouest en est) de Legleya, d'Imourène, et de Blekhzaymat sont tous constitués de roches volcanosédimentaires du Birimien tardif, assez semblables en matière de type de roche et de composition, pour être considérés ensemble pour les besoins du présent rapport (Fig. 16). Ces Groupes sont avant tout formés de roches éruptives intermédiaires à felsiques, et associées à des roches sédimentaires volcanogéniques remaniées, comprenant des lahars, des grauwackes et des grès, présents au sein de bassins peu profonds en extension, au-dessus des roches granitiques du Birimien moyen. Le dépôt de ces roches, sous forme de blocs étirés de direction nord nord-ouest, a probablement été contrôlé par une orientation régionale de zones de cisaillement et de failles majeures. Lorsque les relations stratigraphiques ne sont pas obscurcies par une déformation et une segmentation résultant de l'intrusion volumineuse de roches granitiques de la dernière partie du Birimien, une séquence de dépôt générale est constituée d'un conglomérat de base, ayant essentiellement évolué à partir des granites du Birimien moyen, avec des clastes de rhyolite, de microgranite, et de diabase, surmontés par des arkoses et des grès à grains de plus en plus fins, alternés avec des tufs de cendres intermédiaires à felsiques, suivis par des ignimbrites, suivies elles-mêmes par des laves. Toutefois, les roches intrusives de la dernière partie du Birimien obscurcissent ces

relations, et les successions du Birimien tardif apparaissent généralement comme des appendices de toit, et des couches de roches volcaniques (ignimbrites et tufs), ou des roches hypovolcaniques cogénétiques (?) (granophyres et microgranites). Le fait que les successions volcanosédimentaires soient englobées par le magmatisme de la dernière partie du Birimien, a produit un développement local de cornéennes, et la remise en fusion des roches plus anciennes. Dans plusieurs lieux, les couches volcanosédimentaires des roches du Birimien tardif sont formées d'éléments volcaniques intermédiaires, et les roches sédimentaires associées sont recoupées par des dômes et des ignimbrites de rhyolite associées, suggérant une évolution dans le temps vers un volcanisme felsique plus évolué (Lahondère et al., 2003).

Dans leur étude du potentiel de SMV des successions volcanosédimentaires du Paléoprotérozoïque du nord-est du Bouclier de Rgueibat, les intervenants du BRGM (Marot et al., 2003) se sont concentrés sur le Groupe de Blekhzaymat, et font particulièrement référence aux secteurs d'Aguel el Fersig, et d'Ameina (Fig. 16). Toutefois, une étude de la géologie de ces successions par l'USGS, suggère que l'ensemble des trois Groupes sont tout autant favorable aux dépôts de SMV, et que les secteurs d'Aguel el Fersig et d'Ameina pourraient être considérés comme des zones plus favorables pour l'exploration au sein du Groupe de Blekhzaymat. Toutefois, la quasi-absence de roches magmatiques mafiques, le manque d'indicateurs de dépôt sous-marins des successions, et la claire indication d'un dépôt subaérien des ignimbrites et des tufs, sont autant de facteurs qui laissent supposer que la probabilité de découvrir des dépôts de SMV est faible. La prépondérance de roches volcaniques intermédiaires à felsiques, avec des proportions variables de roches sédimentaires volcanogéniques associées, permet de faire l'hypothèse que si une minéralisation de SMV est présente dans ces successions, il n'est pas probable qu'elle soit de type silicoclastique-felsique (ceinture de pyrite ibérique ; Bathurst district, Canada).

Le Groupe de Legleya (Fig. 16) est le plus à l'ouest des trois successions volcanosédimentaires du Birimien tardif, et est d'abord observé sous la forme d'un bassin de direction nord nord-ouest, entre des affleurements de la Suite de roches granitiques de Gleibat Tenebdar, au nord-est de Bir Mogrein. Deux bassins plus petits, et beaucoup plus étroits, sont observés sous la forme de ceintures subparallèles au sud-est, et sont englobés dans des roches granitiques du Complexe d'Adam Esseder. Le bassin le plus important, au nord-ouest, renferme plusieurs présences d'uranium associées avec de la pyrite, et de la silice associée avec la Suite de Gleibat Tenebdar, à proximité de l'extrémité. Le sud-ouest de ces deux dernières ceintures est associé avec des brèches renfermant de la pyrite, associées avec une mylonitisation et un cisaillement. Sept présences de ce type sont signalées par les intervenants du BRGM, et sont décrites comme étant d'origine mésothermale, ou peut-être épithermale (Marot et al., 2003). La ceinture nord-est renferme un certain nombre de présences d'uranium hébergées dans des zones de cisaillement, au sein de la zone de Tenebdar (Fig. 16), et on estime qu'il s'agit de présences de type veines mésothermales (Marot et al., 2003 ; Fernet, à paraître b). Il n'existe pas actuellement de présences connues au sein du Groupe de Legleya, dont on estime qu'il est de type SMV. Le caractère épigénétique de l'ensemble des présences connues suggère de plus que le volcanisme peut avoir été entièrement de nature subaérienne.

Le Groupe d'Imourène (Fig. 16) est situé de façon centrale dans la partie paléoprotérozoïque du Bouclier, et est d'abord présent comme des appendices de toit discontinus, et répandus au sein des granites des Complexes d'Adam Esseder et de Tin Bessaï, ainsi que de la Suite de Yetti. Il n'existe actuellement pas de présences connues de métaux de base ou de minéraux d'or au sein de la ceinture, et la majorité des présences connues sont des affleurements d'uranium, hébergées par des zones de cisaillement (mésothermal), ou des présences d'U, de Th, ou de terres rares, associées avec les granites alcalins du Birimien le plus tardif, et des ensembles de phonolite associés la Suite de Tigmat El Khadra (Marot et al.,

2003 ; Fernette, à paraître b ; Taylor et Giles, à paraître). Quelques présences médiocrement décrites, telles que Tachleift et Bir Bou Agba contiennent des jaspes rouges, et de la pyrite disséminée au sein de roches volcaniques silicifiées intermédiaires à felsiques, ou des brèches silicifiées avec respectivement de la pyrite et de l'arsénopyrite. Toutefois, il est fait l'hypothèse qu'elles représentent des présences minérales épithermales (Marot et al., 2003 ; Marsh et Anderson, à paraître). Marot et al. (2003) indiquent que Normandy LaSource a exploré la partie sud de la ceinture (secteur d'Alous Tmar) à la recherche d'or, mais sans succès. Il n'existe pas actuellement de présences connues au sein du Groupe d'Imourène, dont on imagine qu'elles fassent partie d'un type SMV. De manière semblable aux présences du Groupe de Leglaya, le caractère épigénétique de l'ensemble des présences connues au sein du Groupe d'Imourène, permet de supposer que le volcanisme peut avoir été de nature subaérienne.

Le Groupe de Blekhzaymat (Fig. 16) est le plus à l'est de la succession volcanosédimentaire du Birimien tardif, et est présent au niveau de trois larges bandes de direction nord nord-ouest qui sont partiellement interrompues par des roches granitiques d'échelle batholithique de la Suite de Yetti. L'extrémité nord de la ceinture est actuellement intéressante pour les présences d'or orogéniques, le long des zones de cisaillement d'échelle régionale d'or orogénique (Goldfarb et al., à paraître), et la partie centrale de la ceinture est prospectée pour des présences d'uranium d'hamada (calcrète) (Fernette, à paraître b). Avant l'exploration actuelle de l'or et de l'uranium dans la région, les programmes d'exploration d'Ashton Mining Ltd. et de BPGC, ont repéré environ 175 présences, généralement décrites comme des veines mésothermales polymétalliques±Au ou des disséminations associées avec de la silice, de la pyrite, et des oxydes de fer (Marot et al., 2003).

Les auteurs du BRGM notent toutefois que la zone n'a pas été l'objet d'une exploration orientée vers les SMV, et le potentiel de la région demeure largement non vérifié. Par exemple, dans le secteur sud de la bande centrale du Groupe de Blekhzaymat, dans une zone dénommée secteur d'Aguelt Nebkha (Fig. 16), Ashton Mining Ltd. (sans doute pendant un programme d'exploration des dépôts d'or orogénique) a localisé 33 sites séparés, présentant des anomalies pour l'or (> 118 ppb dans des dépôts résiduels ou dans la roche). Parmi ceux-ci, 17 présences situées au niveau de l'affleurement de la roche ont été décrites comme étant associées, soit avec des veines de quartz renfermant des carbonates et des oxydes de fer, soit avec des chailles rubanées ferrugineuses (Marot et al., 2003). Tandis que la plupart, sinon l'ensemble de ces présences, sont probablement à juste raison reliées à des présences de veines d'Au-quartz mésothermales, les présences associées avec les chailles ferrugineuses sont semblables aux chailles minéralisées ferrugineuses, ou à Ba-Mn, du Complexe de Tsalabia el Khadra, interprété comme ayant des affinités avec les dépôts de SMV de type siliclastiques-felsiques décrits ci-dessus.

Les secteurs d'Aguelt el Fersig et d'Ameina (Fig. 16) sont considérés comme plus favorables aux dépôts de SMV que d'autres zones du Groupe de Blekhzaymat, en raison de leur similitude avec les relations décrites au sein du Complexe de Tsalabia el Khadra (Marot et al., 2003). Le secteur d'Aguelt el Fersig, situé au centre de la bande la plus à l'ouest de Florence-El Khdar, appartenant aux roches du Groupe de Blekhzaymat, est décrit comme contenant des roches sédimentaires volcanogéniques avec des couches de chailles manganifères semblables à celles observées au sein du Complexe de Tsalabia el Khadra. Les chailles contiennent toutefois apparemment moins de manganèse, et les roches hôtes possèdent une influence continentale plus marquée, par la présence de roches volcaniques distales, produites pendant les épisodes volcaniques explosifs. Ce secteur du Groupe de Blekhzaymat renferme au moins une douzaine de présences sans dénomination de chailles rouges, noires, ou ferrugineuses, qui sont décrites de manière variables comme contenant de la pyrite, et des oxydes de fer disséminés (Marsh et Anderson, à paraître). Le

secteur d'Ameina, une zone d'affleurement de direction sud-est nord-ouest, localisée au niveau du nord-ouest du secteur d'Aguelt Nebkha, au niveau de la bande centrale des roches du Groupe de Blekhzaymat, est dépourvu de présences connues. Il est toutefois caractérisé par une colline centrale altérée à silice-pyrite, d'environ dix kilomètres de long, qui a été interprétée comme une possible caractéristique syngénétique (Marot et al., 2003).

En résumé, il existe sept séquences supracrustales volcanosédimentaires majeures, quatre d'entre-elles datant du Birimien précoce, et trois du Birimien tardif, à être considérées au sens large comme favorables à la présence de dépôts de SMV. Les quatre ceintures du Birimien précoce, à savoir les Complexes de Rich Anajim, d'Aguelt abd el Maï, de Ghallamane, et de Tsalabia el Khadra sont caractérisées par la présence de roches volcaniques mafiques à felsiques, sont associées à des roches sédimentaires, et sont considérées comme favorables aux types de dépôts de SMV polymétalliques bimodal-mafique (type Kuroko), pélite-mafique (type Besshi) et peut-être silicoclastique-felsique (ceinture de pyrite ibérique, Bathurst district, Canada). Parmi ceux-ci, le Complexe de Tsalabia el Khadra est le mieux exploré, et contient le plus grand nombre d'indicateurs favorables d'une présence possible de systèmes minéraux de SMV (présences de Mn-Ba, jaspilites, chailles pyritiques, indices de dépôts sous-marins de roches hôtes, etc., comme décrit ci-dessus).

Les trois ceintures du Birimien tardif, à savoir les Groupes de Legleya, d'Imourène, et de Blekhzaymat, sont caractérisées par la quasi-absence de roches mafiques, et sont avant tout constituées de roches volcaniques intermédiaires à felsiques, de roches sédimentaires volcanogéniques, et la présence d'intrusions cogénétiques hypo-abyssales, de composition intermédiaire à felsique. L'interprétation des bassins de dépôt contenant ces séquences de roches, suggère qu'il peut s'agir d'environnements de faible profondeur subaériens, jusqu'à des environnements à dominante subaérienne, sur la base de l'absence d'indice clair de dépôt sous-marin de roches volcaniques, et de présence d'abondants tufs, et notamment d'ignimbrites. Toutefois, la présence d'une formation mineure de fer, et de chailles, indique qu'au moins quelques parties de la séquence volcanosédimentaire doivent avoir été déposées dans des conditions sous-marines, et sont donc favorables aux systèmes de SMV de type silicoclastique-felsique. Le Groupe de Blekhzaymat est considéré comme le plus favorable des trois ceintures du Birimien tardif, largement sur la base d'une comparaison de la géologie similaire du Complexe de Tsalabia el Khadra, et de la présence mineure d'indicateurs favorables (chailles ferrugineuses, altération stratiforme à silice-carbonate) au sein des secteurs d'Aguelt el Fersig et d'Ameina.

Le manque de présences minérales au sein de la partie paléoprotérozoïque du Bouclier, étant actuellement interprété comme une classe de dépôts de SMV, est peu encourageant. Le manque de minéralisation de SMV, combiné avec des indices suggérant qu'une partie importante des séquences rocheuses des ceintures ont été déposées dans des environnements subaériens, permet de faire l'hypothèse que le potentiel de découverte d'un dépôt d'intérêt économique est faible. Toutefois, il faut remarquer que ce faible potentiel est compensé par un manque notable de volcanostratigraphie détaillée, de médiocres affleurements géologiques sous de vastes zones de régolithe, et la quasi-absence d'exploration ciblée de dépôts de SMV.

5 – Zones favorables à des dépôts de SMV en Mauritanie

Les zones considérées favorables à des dépôts qualifiés au sens large comme SMV sont présentées sur la Figure 17. Le critère le plus important caractérisant les séquences de roches pour pouvoir être considérées comme favorables à des dépôts de SMV est qu'elles représentent une succession volcanosédimentaire s'étant déposée en milieu sous-marin. Les critères pour la délimitation de ces zones sont basés sur la géologie favorable décrite dans les rapports du BGS et du BRGM, et est d'abord divisé au niveau du Groupe. Un second critère majeur pour le choix des zones est la répartition des présences connues de cuivre, de plomb, de zinc, d'or, de barytine, de fer, et de manganèse, lorsqu'ils sont présents au sein de roches hôtes favorables. Treize zones sont définies comme suit : dans les roches du Méso-Archéen du sud-ouest du Bouclier de Rgueïbat, 1) une zone est tracée sur la base des séquences supracrustales actuellement rassemblées au sein du Groupe de Lebzenia, pour englober les sept ceintures distinctes de greenstone des terrains de Tasiast-Tijirit, and 2) une zone est tracée au niveau du Groupe de Saouda, faisant partie des terrains de Choum-Rag El Abiod, dans le secteur d'Inchiri. La zone au sein des terrains de Tasiast-Tijirit a été étendue sous la couverture par l'utilisation des données aéromagnétiques. Dans les Mauritanides centrales, 3) une zone est tracée au niveau des séquences néoprotérozoïques volcanosédimentaires de l'empilement de nappes d'Akjoujt, et comprend les séquences favorables au sein du Groupe d'Agoualilet, particulièrement la Suite d'Amleila (actuellement corrélée avec la Suite de Guidamaka), et les Formations d'Adam el Bouje et de Treïfiyat, ainsi que les Groupes d'Eizzene et d'Oumachoueïma. Dans les Mauritanides du sud, deux zones séparées ont été tracées, correspondant respectivement 4) aux roches métavolcaniques felsiques et aux métasédiments du groupe de Mseigguem, et dans une moindre mesure aux roches surmontantes métasédimentaires du Groupe d'El Ghabra (cette zone comprend les présences de SMV de Bou Zrabie, de Mbout, d'Harach, de l'Indice 78, et d'Ouechkech), et 5) aux roches ophiolotiques mafiques à ultramafiques du Complexe de Gorgol Noir. Cette zone contient des dépôts possibles de SMV, tels que Kadiar, Oudelemguil, Daiguili, et particulièrement Hassi el Aoueïja. Ces présences sont hébergées dans les roches du Groupe d'El Gueneiba, interprété comme un assemblage de bassin de rift de roches volcaniques mafiques et les sédiments associés, de même que dans le Groupe de Gadel, un mélange d'ophiolites composées d'un assortiment structurellement complexe de roches volcaniques mafiques, et de sédiments juxtaposés avec des gabbros et des roches ultramafiques. Dans la partie méso-archéenne du nord-est du Bouclier de Rgueïbat, 6) une zone est tracée au niveau des unités TR1a et TR1e du Complexe de Tiris, en raison de l'association possible de dépôts de SMV avec des FFR de type Algoma. Dans la partie paléoprotérozoïque du Bouclier nord-est, des zones séparées ont été tracées au niveau du Birimien précoce. Il s'agit : 7) du Complexe de Rich Anajim, 8) du Complexe d'Aguel Abd el Maï, 9) du Complexe de Ghallamane, et 10) du Complexe de Tsalabia el Khadra. Des zones ont également été tracées au niveau du Birimien tardif 11) du Groupe de Legleya, 12) du Groupe d'Imourène, et 13) du Groupe de Blekhzaymat.

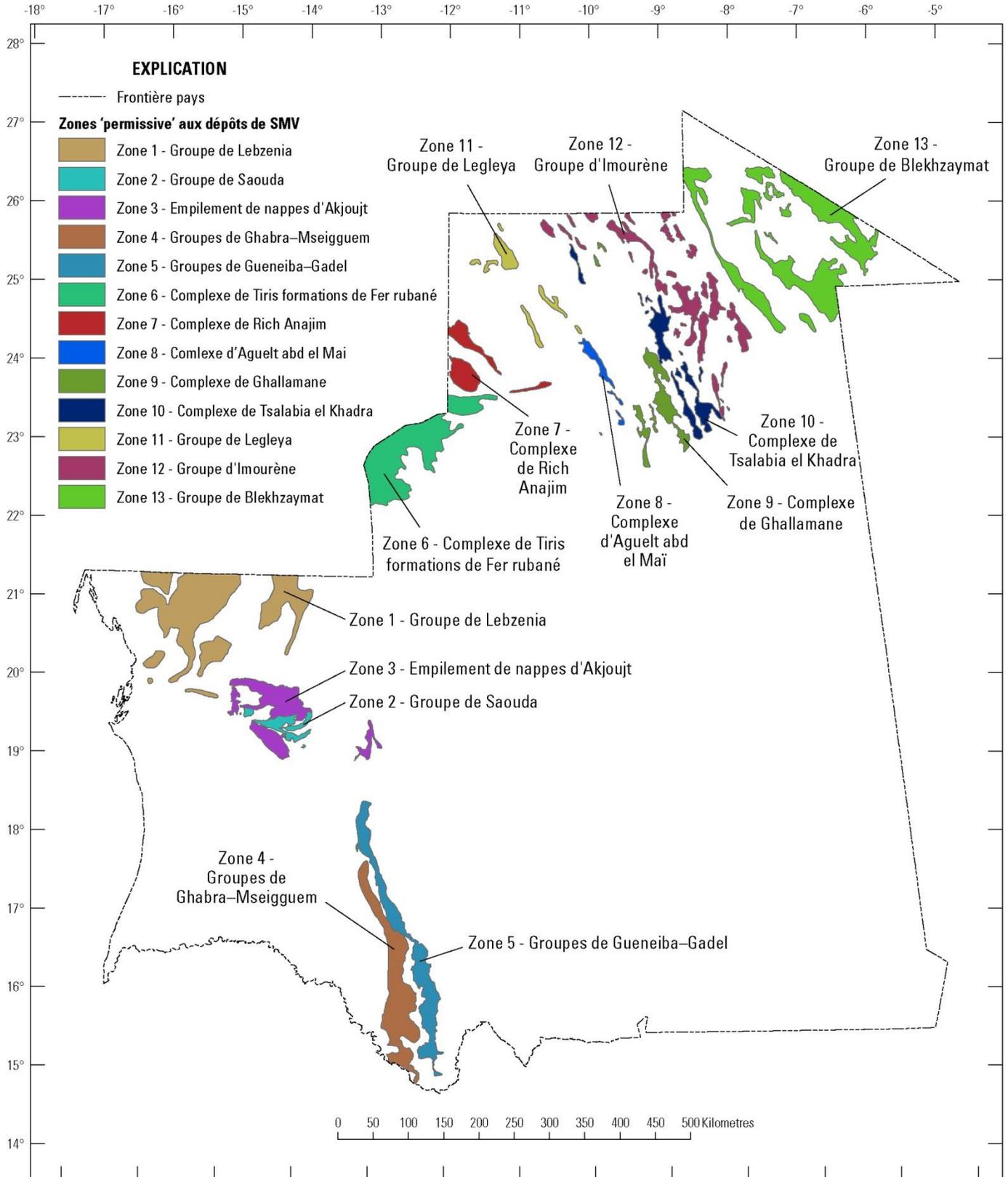


Figure 17. Zones favorables aux dépôts de sulfures massifs volcanogéniques sur le territoire de la Mauritanie.

6 – Conclusions

Le potentiel d'une présence de dépôts de SMV sur le territoire de la Mauritanie existe au sein des séquences volcanosédimentaires du Bouclier de Rgueïbat et des Mauritanides centrales et du sud. Treize zones favorables ont été délimitées sur la base d'une géologie favorable au niveau du Groupe, du Complexe, ou de la Suite, ainsi que sur la base de la répartition des présences connues dont on estime qu'elles appartiennent aux dépôts de la classe des SMV. Actuellement, il n'existe aucune présence minérale de SMV dans aucune des séquences supracrustales du Méso-Archéen ou du Paléoprotérozoïque de Mauritanie. Les roches néoprotérozoïques du Groupe d'Oumachoueïma, dans les Mauritanides centrales, contiennent de nombreuses présences de Cu±Au. Toutefois, aucune n'est totalement identifiée comme une présence de SMV. Deux séquences distinctes au sein des Mauritanides du sud contiennent de nombreuses présences de SMV, respectivement de type bimodal-mafique (type Kuroko), bimodal-felsique ou mafique (type Chypre), et sont les séquences supracrustales les plus favorables de Mauritanie pour la découverte éventuelle de dépôts de SMV supplémentaires.

7 – Références

- Ba Gatta, A., 1982, Contribution à l'étude géologique et minéralogique du gisement d'Akjoujt (Mauritanie), Thèse de doctorat, Université d'Orléans, 162p.
- Barrie, C.T., et Hannington, M.D., 1999, Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition: in Barrie, C.T., et Hannington, M.D., éd., Volcanic-associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings, Society of Economic Geologists Reviews in Economic Geology, v. 8, pp. 1-11.
- Bradley, D.C., Cosca, M., O'Sullivan, P., Taylor, C.D, Motts, H., et Jones, J., à paraître, New U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological data from Mauritania and implications for regional geology and tectonics: Second Project de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République de Mauritanie (PRISM II), U.S. Geological Survey Open-file Report, xxx p.
- BRGM, 1975, Plan Minéral de la République Islamique de Mauritanie: Ministère de la Planification du Développement Industriel, Juin 1975, 554 p.
- BRGM, 1994, Gold prospectation in the South Mauritanides: Report of the 1993-1994 campaign, BRGM rapport N 1708, Septembre 1994.
- BRGM, 1995, Prospection aurifère dans les Sud-Mauritanides: rapport de fin de campagne 1994-1995, BRGM rapport N 2114, Novembre 1995.
- Caby, R., et Kienast, J.R., 2009, Neoproterozoic and Hercynian metamorphic events in the Central Mauritanides; Implications for the geodynamic evolution of West Africa: Journal of African Earth Sciences, vol. 53, p. 122-136.
- Chardon, D., Davy, P., Choukroune, P., et Cobbold, P.R., 1997, Thermal experiments of Rayleigh-Taylor instabilities in the continental lithosphere (abstr.): Eos. Trans. Am. Geophys. Union, no. 78, p. 713.
- Chiron, J.C., 1965, Recherches géologiques et minières dans l'Amsaga et l'Aftout de Faye (Mauritanie) Secteur d'Amsaga: Rapport BRGM, Dakar, DAR 65-A15, Archives Dir. Min. Geol. République Islamique de Mauritanie.
- Cox, D.P., et Singer, D.A., éd., 1986, Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 379 p.
- Dallmeyer, R.D., et Lécorché, J.P., 1989, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ polyorogenic mineral age record within the central Mauritanide orogen, West Africa: Geological Society of America Bulletin, vol. 101, p. 55–70.
- Dallmeyer, R.D., et Lécorché, J.P., 1990a, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ polyorogenic mineral age record in the northern Mauritanide orogen, West Africa: Tectonophysics, vol. 177, p. 81–107.
- Dallmeyer, R.D., et Lécorché, J.P., 1990b, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ polyorogenic mineral age record within the southern Mauritanide orogen (M'bout-Bakel Region), West Africa: American Journal of Science, vol. 290, p. 1136–1168.
- Fernette, Greg, à paraître a, Phase V: Deliverable 79: Iron Oxide Copper-Gold Deposits in Mauritania: Second Project de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République de Mauritanie (PRISM II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 29 p.
- Fernette, Greg, à paraître b, Phase V: Deliverable 81: Uranium in Mauritania: Second Project de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République de Mauritanie (PRISM II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 57 p.
- Franklin, J.M., Lydon, J.W., et Sangster, D.F., 1981, Volcanic-associated massive sulfide deposits: in Skinner, B.J., éd., Economic Geology, Seventy-Fifth Anniversary Volume, 1905-1980, p. 485-627.
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., et Galley, A.G., 2005, Volcanogenic massive sulfide deposits, Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 523-560.

- Galley, A. G., Hannington, M. D., et Jonasson, I. R., 2007, Volcanogenic massive sulphide deposits, Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, no.5, p. 141-161.
- General Gold International, 1997, Mauritania South Project Mining Prospection Permit M40, Rapport annuel 1996-1997, Août 1997.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., et Gardoll, S., 2001, Orogenic gold and geologic time: a global synthesis: Ore Geology Reviews, v. 18, p.1-75.
- Goldfarb, R.J., Marsh, E.E., Anderson, E.D., Horton, J.D., Finn, C.A., et Beaudoin, Georges, à paraître, Mineral potential tracts for orogenic, Carlin-like, and epithermal gold deposits in the Islamic Republic of Mauritania: Second Project de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République de Mauritanie (PRISM II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 21 p.
- Gunn, A. G., Pitfield, P.E.J., Mckervey, J.A., Key, R.M., Waters, C.N., et Barnes, R.P., 2004, Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Sud de la Mauritanie, Volume 2 – Potentiel Minier, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.
- Kerrick, Robert, Goldfarb, R.J., et Richards, J.P., 2005, Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework, Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 1,097-1,136.
- Key, R.M., Loughlin, S.C., Gillespie, M., Del Rio, M., Horstwood, M.S.A., Crowley, Q.G., Darbyshire, D.P.F., Pitfield, P.E.J., et Henney, P.J., 2008, Two Mesoarchean terranes in the Reguibat shield of NW Mauritania: Geological Society of London Special Pub. 297, p. 33-52.
- Kirschbaum, M.J., 2011, Geology of the Guelb Moghrein iron oxide-copper-gold deposit: Thèse de Master non-publiée, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 88 p.
- Kolb, J., Meyer, F.M., Vennemann, T., Hoffbauer, R., Gerdes, A., et Sakellaris, G.A., 2008, Geological setting of the Guelb Moghrein Fe oxide-Cu-Au-Co mineralization, Akjoujt area, Mauritania, in Ennih, N. et Liégeois, J.-P., éd., The Boundaries of the West African Craton: Geological Society, Londres, Special Publications, 297, p. 53–75.
- Lahondère, D., Thieblemont, D., Goujou, J.-C., Roger, J., Moussine-Pouchkine, A., LeMetour, J., Cocherie, A., et Guerrot, C., 2003, Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Nord de la Mauritanie. Volume 1. DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.
- Large, R.R., 1992, Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits; features, styles, and genetic models, Economic Geology, v. 87, pp. 471-510.
- Leach, D.L., et Mauk, J.L., à paraître, Phase 5 : Mineral potential tracts for Sediment-Hosted Pb-Zn-Ag deposits of the SEDEX and Mississippi Valley-Type, Livrable 73, Second Projet de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République Islamique de Mauritanie (PRISM-II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 15 p.
- Le Page, A., 1988, Rock deformation associated with the displacement of allochthonous units in the central segment of the Caledono-Hercynian Mauritanide Belt (Islamic Republic of Mauritania and eastern Senegal) : Journal of African Earth Sciences, v. 7, p. 265-283.
- Lydon, J.W., 1988, Volcanogenic massive sulphide deposits part 1: A descriptive model, in Roberts, R.G. et Sheahan, P.A., éd., Ore deposit models: Geoscience Canada Reprint Series 3, p. 145–153.
- Marot, A., Stein, G., Artigan, D., et Milési J.-P., 2003, Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Nord de la Mauritanie, Volume 2 – Potentiel Minier, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.
- Marsh, E.E., et Anderson, E.D., à paraître, Database of Mineral Deposits in the Islamic Republic of Mauritania: Second Projet de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République Islamique de Mauritanie (PRISM-II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 7 p.

- Marutani, M., Higashihara, M., Watanabe, Y., Murakami, H., Kojima G., et Dioumassi, B., 2005, Metallic ore deposits in the Islamic Republic of Mauritania, *資源地質 (Resource Geology)*, v.55, p. 59-70.
- Meyer, F.M., Kolb, J., Sakellaris, G.A., et Gerdes, A., 2006, New ages from the Mauritanides belt: recognition of Archean IOCG mineralization at Guelb Moghrein, Mauritania: *Terra Nova*, v. 18. P. 345-352.
- O'Connor, E. A., Pitfield, P. E. J., Schofield, D. I., Coats, S., Waters, C., Powell, J., Ford, J., Clarke, S., et Gillespie, M., 2005, Notice explicative des cartes géologiques et géologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Nord-Ouest de la Mauritanie, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott, 398 p.
- OMRG – Otto Gold, 1990, Specific mining exploration in the Mauritanides: Provisional Final Report Geochemistry and Geophysics, 1989/1990 campaign, Juillet 1990.
- Ore Corp Limited, 2012, Oua Oua Project: <http://orecorp.com.au/Projects/Mauritania/> Projet de Oua-Oua, Consulté le 13 novembre 2012, 2 p.
- Pitfield, P E J., Key, R M., Waters, C N., Hawkins, M.P.H., Scholfield, D.I., Loughlin, S. et Barnes, R P., 2004. Notice explicative des cartes géologiques et géologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Sud de la Mauritanie. Volume 1 – géologie. DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.
- Remy, R.H., Lécorché, J.P., Lapierre, H., Rocci, G. et Dia, O., 1987, Intracontinental low-Ti tholeiites in central Mauritanides: thrust remnants of a western continental Proterozoic terranes? in Dallmeyer, R.D., éd., *Geotraverse across the central Mauritanide Orogen, West Africa : Projet IGCP 233 field guide series*, Université de Géorgie, Athens, Géorgie, États-Unis, pB1-B21.
- Salpeteur, I., 2005, Perspectives minières dans le Sud de la Mauritanie: Levé géologique de l'extrême sud de la Mauritanie: (projet PRISM), DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott, et rapport BRGM/RC-54132-FR, Orléans, 100 p.
- Taylor, C.D., Marsh, E.E., et Anderson, E. D., à paraître, Phase 5, Livrable 67: Mineral Potential for Ni, Cu, PGE, and Cr Deposits Hosted in Ultramafic Rocks in the Islamic Republic of Mauritania, Deliverable 87: Second Project de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République de Mauritanie (PRISM II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 114 p.
- Taylor, C.D., et Giles, S. A., à paraître, Phase 5, Deliverable 87: Mineral Potential for Incompatible Element Deposits Hosted in Pegmatites, Alkaline Rocks, and Carbonatites in the Islamic Republic of Mauritania: Second Project de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République de Mauritanie (PRISM II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 34 p.